

**RB/SR – ALTERSBESTIMMUNGEN AN GESTEINEN
DER MÜNCHBERGER GNEISMASSE
NE – BAYERN**

Frank Söllner

1978



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41553810_0050

RB/SR - ALTERSBESTIMMUNGEN AN GESTEINEN
DER MÜNCHBERGER GNEISMASSE
NE - BAYERN

INAUGURAL - DISSERTATION
ZUR
ERLANGUNG DES DOKTORGRADES
IM
FACHBEREICH GEOWISSENSCHAFTEN
DER
LUDWIG - MAXIMILIANS - UNIVERSITÄT
MÜNCHEN



vorgelegt von
FRANK SÖLLNER
München 1978

1. Berichterstatter: Prof. Dr. H.G. Huckenholz
2. Berichterstatter: Prof. Dr. K. Schmidt

Tag der mündlichen Prüfung: 29. November 1978



V O R W O R T

Die vorliegende Arbeit entstand auf Anregung von Herrn Professor Dr. H.G. HUCKENHOLZ. Für das Bemühen um die Durchführung, wie für die kritische Durchsicht dieser Arbeit möchte ich ihm meinen besonderen Dank aussprechen.

Herrn Dr. H. KÖHLER und Herrn Dipl. Physiker D. MÜLLER - SOHNUS gilt mein spezieller Dank für ihre Einführung in die Methoden der Rb/Sr-Altersbestimmung sowie ihre Betreuung und ständige Bereitschaft zur Diskussion. Auf die Initiative von Herrn Dr. H. KÖHLER geht die finanzielle Unterstützung der Arbeit durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft zurück; dafür sei ihm und der DFG herzlich gedankt.

Herrn Dr. G. STETTNER verdanke ich freundlicherweise Kenntnisse über frisches Probenmaterial in der Mühberger Gneismasse wie eine angeregte mündliche und schriftliche Diskussion über die vorgelegten Ergebnisse.

Allen Kollegen und Mitarbeitern des Alterslabors danke ich für ihre bereitwillige Unterstützung bei der Fertigstellung dieser Arbeit.

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Zusammenfassung	
<u>1. Einleitung</u>	1
<u>2. Der metamorphe Komplex der Münchberger Gneismasse</u>	4
2.1. Die Gesteine der Liegendserie	4
2.1.1. Die Paragneise der Liegendserie	5
2.1.1.1. Gesteine des Metahornfelskomplexes	5
2.1.1.2. Muscovit-(Granat)-Gneis bis Muscovit-Biotit-Granat-Gneis	6
2.1.1.3. Muscovitgneise und Muscovit-(Biotit-)Gneise	6
2.1.2. Die Augengneise der Liegendserie	7
2.2. Die Gesteine der Hangendserie	9
<u>3. Theorie und Methodik der Rb/Sr-Alterbestimmung</u>	11
<u>4. Das Alter der Gesteinsproben aus der Liegendserie der MM</u>	15
4.1. Diskussion und Interpretation der Modellisochrone I	15
4.1.1. Diskussion der Modellisochrone I	15
4.1.2. Interpretation der Modellisochrone I	18
4.1.3. Tabelle 1: Rb/Sr-Gesamtgesteinsanalysen	20
4.1.4. Tabelle 2: Kalkulation der Gesamtgesteins-Modellisochronen I bis IV	21
4.2. Diskussion der Modellisochronen II und III	22
4.2.1. Die Modellisochrone II	22
4.2.2. Die Modellisochrone III	23
4.3. Interpretation der Modellisochronen II und III	25
4.4. Überlegungen zum stratigraphischen Alter der Sedimente der Liegendserie	37
<u>5. Das Gesamtgesteinsalter des Metagranodiorit von Weickenreuth</u>	41
<u>6. Die Entwicklung der Magmatite der Liegendserie</u>	43
6.1. Tabelle 3: Die Magmatite der Liegendserie	48

	Seite
<u>7. Das Alter der Gesteinsproben aus der Hangend-</u> <u>serie der MM</u>	49
7.1. Diskussion und Interpretation der Modell- isochrone IV	49
7.1.1. Diskussion der Modellisochrone IV	49
7.1.2. Interpretation der Modellisochrone IV	51
7.2. Überlegungen zum stratigraphischen Alter der hellen Gneise der Hangendserie	52
<u>8. Mineralanalysen aus den Gesteinen der Münchberger</u> <u>Gneismasse</u>	56
8.1. Thermische Ereignisse in der Entwicklung der MM	56
8.2. Kaledonische Mineralalter	58
8.2.1. Tabelle 4: Rb/Sr-Mineralalter aus den Gesteinen der Liegendserie	64
8.2.2. Tabelle 5: Rb/Sr-Mineralalter aus den Gesteinen der Liegend- und Hangendserie	65
8.3. Varistische Mineralalter	66
8.3.1. Varistische Mineralalter in den Gesteinen der Liegendserie	66
8.3.1.1. Die Minerale aus den Augengneisen	66
8.3.1.2. Die Minerale aus den Paragneisen	69
8.3.1.3. Interpretation der Mineralalter aus den Gesteinen der Liegendserie	72
8.3.2. Varistische Mineralalter in den Gesteinen der Hangendserie	74
8.3.2.1. Die Minerale aus den hellen Lagen der unteren Bändergneise	74
8.3.2.2. Die Minerale aus dem Grenzgneis	74
8.3.2.3. Die Minerale der "Albit-Pegmatite"	74
8.3.2.4. Interpretation der Mineralalter aus den Gesteinen der Hangendserie	78
8.4. Die Muscovite der Münchberger Gneismasse	84
8.4.1. Tabelle 6: Muscovite aus der MM	86
8.5. Modell für die Sr-Entwicklung der Minerale in den Gesteinen der Hangendserie	87

<u>9. Die Entwicklung der Münchberger Gneismasse auf Grund radiometrischer Daten (Zusammenfassung der Ergebnisse)</u>	96
9.1. Sedimentation	96
9.2. Intrusionszyklus	98
9.3. Älteste tektonische Beanspruchung	98
9.4. Kaledonische Metamorphose	99
9.5. Die Prägung von Eklogit und granulitfazieller Gesteine	100
9.6. Varistische Metamorphose	101
9.7. Postvaristische Abkühlungsgeschichte	102
9.8. Die "Albit-Pegmatite"	104
<u>10. Anhang I</u>	105
10.1. Analystechniken und Konstanten bei der Rb/Sr-Altersbestimmung	105
10.2. Standardmessungen und Fehlerbetrachtung	106
10.2.1. Fehlerbetrachtung für das Sr87/Sr86- Isotopenverhältnis	107
10.2.2. Fehlerbetrachtung für die Sr-Gehalte	109
10.2.3. Fehlerbetrachtung für die Rb-Gehalte	109
10.2.4. Fehlerabschätzung für das Rb87/Sr86- Verhältnis	110
10.2.5. Tabelle 7: NBS 607, Kalifedspat-Standard- Messungen	111
10.2.6. Tabelle 8: Kontrollaufschlüsse an Proben	112
<u>11. Anhang II</u>	113
11.1. Probenfundpunkte	113
11.1.1. Die Paragneise der Liegendserie	113
11.1.2. Die Augengneise der Liegendserie	114
11.1.3. Die hellen Gneise der Hangendserie	115
11.2. Probenbeschreibungen	116
11.3. Verwendete Abkürzungen	120
Literaturverzeichnis	121

Z u s a m m e n f a s s u n g

In der vorliegenden Arbeit wurden Rb/Sr-Altersbestimmungen an Gesteinen sowie deren Minerale aus der Liegend- und Hangendserie der Münchberger Gneismasse durchgeführt. Die Gesamtgesteinsisochrone der Augengneise der Liegendserie gibt mit 482 ± 20 m.y. (Ordoviz) das Intrusionsalter der granitischen Edukte wieder. Altersgleich mit der Intrusion der Augengneisedukte ist eine Metamorphose, die zur Sr-Isotopenhomogenisierung der intrudierten Sedimente vor 473 ± 22 m.y. führte. Konkordante Muscovit-Abkühlungsalter sind weitere Zeugen der kaledonischen Metamorphose in der Münchberger Gneismasse (= MM).

Der Metagranodiorit von Weickenreuth und der Eklogit vom Weibenstein gehören mit großer Wahrscheinlichkeit dem gleichen kambro-ordovizischen Intrusionszyklus an wie die Augengneise.

Die Sr-Isotopenhomogenisierung im Gesteinsbereich der sauren, hornblendefreien Gneise der Hangendserie vor 421 ± 14 m.y. und ihre Sr-Entwicklung belegen deren altpalaozoisches Sedimentationsalter.

An der Wende Unter-/Mitteldevon kommt es zur regional-metamorphen Überprägung der Gesteine der MM, dokumentiert durch eine Mineralisochrone mit 370 ± 8 m.y. und acht dazu konkordanten Muscovit- und Biotitaltern. Die unterschiedlichen Differenzen zwischen den Abkühlungsaltern von Muscoviten und Biotiten aus der Liegendserie in den Randbereichen der MM (15 ± 20 m.y.) und der Hangendserie im zentralen Teil (65 ± 24 m.y.) machen eine unterschiedlich schnelle Heraushebung der Serien wahrscheinlich.

Die Minerale der "Albit-Pegmatite" der Münchberger Gneismasse zeigen zu jenen aus dem Nebengestein Konkordanz im Alter.

Mit einem Sr-Entwicklungsmodell wird der Versuch unternommen einige abweichende Mineralalter zu erklären.

1. Einleitung

Der isolierte, hochmetamorphe Block der Münchberger Gneismasse (= MM), liegt inmitten paläozoischer Schiefer des Frankenwaldes im Nordosten Bayerns. Er ist durch seine stoffliche Eigenart und der andersartigen metamorphen sowie tektonischen Entwicklung gegenüber Frankenwald und benachbartem Fichtelgebirge über mehr als 140 Jahre Objekt ausgedehnter geologischer und petrographischer Untersuchungen.

Mit einer ausgedehnten Analyse des Stoffbestandes in Verbindung mit einer geologischen Neukartierung schuf STETTNER (1960 a, b) die Grundlage für den Einsatz moderner Untersuchungsmethoden, wie z.B. der Geochemie und Geochronologie. Es war ihm möglich durch die Analyse von Tektonik und Metamorphose das geologische Geschehen in einen zeitlichen Ablauf zu stellen und die enge Verknüpfung mit der scheinbar fremden Umrahmung der MM aufzuzeigen. STETTNER's (1960 a, b) geologische und petrographische Arbeiten machen es möglich, radiometrische Rb/Sr-Altersbestimmungen gezielt an diskreten, für die Methode geeignet erscheinenden Gesteinseinheiten in der MM durchzuführen.

Ein Großteil jener Probleme der MM, die mit Hilfe der Rb/Sr-Altersbestimmung lösbar erscheinen, einer weitgehenden Klärung näher zu bringen, sind die Ziele dieser Arbeit.

Spricht man diese Probleme an, so wäre zuerst (1) die Diskussion um den para- oder orthogenen Charakter der Augengneise zu nennen, die STETTNER (1971, 1972) entfacht hat. (2) Hieran anschließend stellt sich die Frage nach einer petrogenetischen Beziehung zwischen den sauren und basischen Metamagmatiten der MM und welcher Intrusionsphase sie zuzuordnen sind.

(3) Aufgrund der Zweiteilung der MM in eine Liegend- und eine Hangendserie (STETTNER, 1960 a; s.a. Abb. 1, S.3) ist die Frage nach dem Sedimentationsalter der hellen, hornblendefreien Paragneise aus beiden Serien für ihre Altersstellung zueinander von Bedeutung. (4) Schließlich ist der Ablauf der andersartigen metamorphen Überprägung der MM gegenüber der paläozoischen Unrahmung durch Mineraldatierungen aus allen Gesteinen der MM zeitlich zu fixieren.

GEOLOGISCHE KARTE DER MÜNCHBERGER GNEISSMASSE

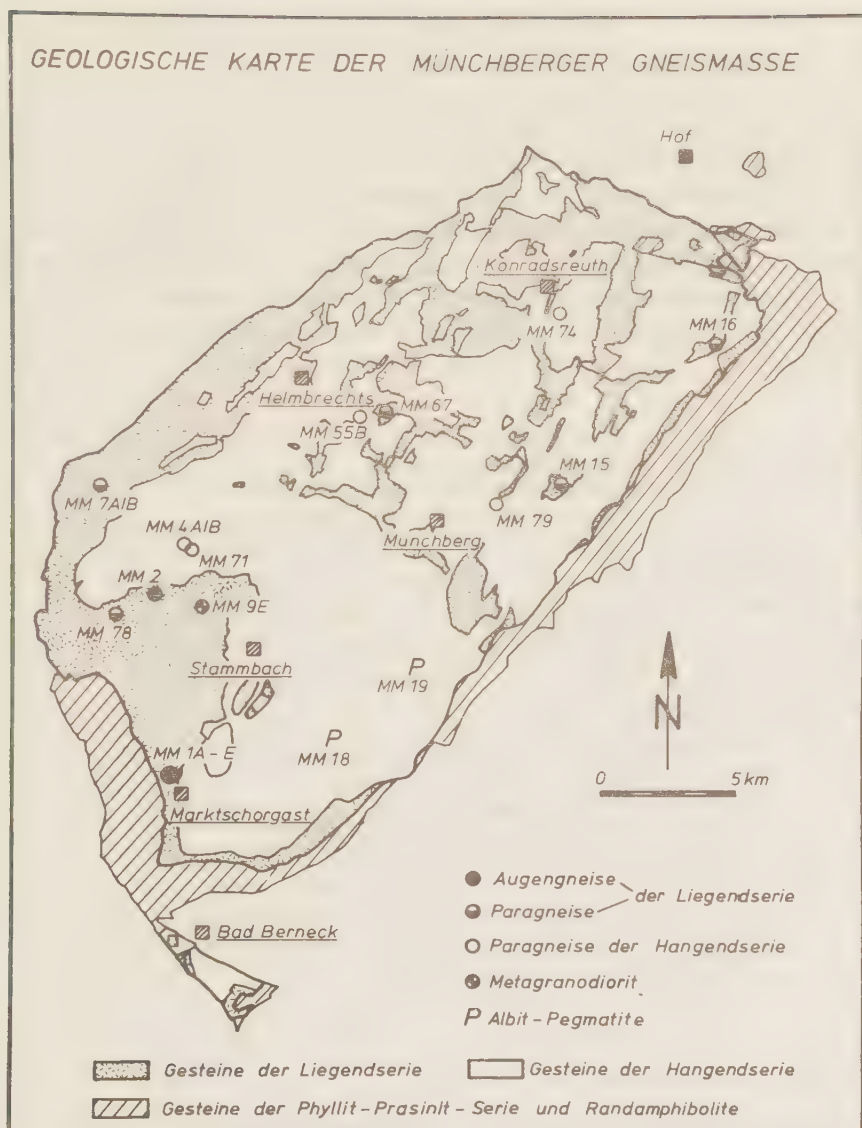


Abb. 1: Geologische Karte der Münchberger Gneissmasse nach STETTNER (1960 bis 1970) mit Angabe der Probenfundpunkte. Koordinaten der Probenfundpunkte und Gesteinsbeschreibung siehe im Anhang II,

2. Der metamorphe Komplex der Münchberger Gneismasse

STETTNER (1960 a) gliedert die Gesteinsfolgen der MM in eine Liegend- und eine Hangendserie. Die eingeführten Begriffe für die einheitlich hellen, hornblendefreien Gesteine als Liegendserie und die Hornblende-Bändergneise und Amphibolite als Hangendserie bringen das relative Altersverhältnis beider Gesteinsserien zueinander zum Ausdruck.

2.1. Die Gesteine der Liegendserie

Die stoffliche Uniformität der Liegendserie macht ihre stratigraphische Untergliederung praktisch unmöglich. Die Vergneisung hat sedimentäre Gesteine und Magmatite unter retrograden Metamorphosebedingungen zu Muscovit-Gneisen mit der Paragenese Muscovit + Quarz umgeprägt und so einander angeglichen.

Alle Bearbeiter der MM, darunter seien vor allen GÜMBEL (1863, 1879), SCHÜLLER (1949), EIGENFELD (1953), WEINELT (1957, 1958), WURM (1961) und STETTNER (1960, 1964, 1969) erwähnt, betonen die große Einheitlichkeit der Gneise der Liegendserie, stellen daneben aber gleichzeitig Gesteine mit einwandfrei reliktschem Charakter heraus. Dies gilt für solche mit Hornfels- und sedimentärem Gefüge wie für die mit Magmatitgefüge.

In der Liegendserie lassen sich Gesteine von para- und orthogener Natur unterscheiden:

Zu den Paragneisen gehören die Gesteine des Metahornfels-komplexes, Muscovit-(Granat-)Gneise bis Muscovit-Biotit-Granat-Gneise, Muscovitgneise und Muscovit-(Biotit)-Gneise, die als Bänder- und Plattengneise anzusprechen sind.

2.1.1. Die Paragneise der Liegendserie

" Bei den sedimentogenen Anteilen der Liegendserie, deren Variation im Ausgangsmaterial nur von schwach bis mäßig sandigen Tonschiefern zu stärker sandigen Gesteinen und fein- bis feinkörnigen Grauwacken reicht, ist eine stratigraphische Gliederung im allgemeinen nicht möglich " (HORSTIG & STETNER, 1970). Ihre Untergliederung beruht in erster Linie auf der verschieden starken metamorphen und tektonischen Überprägung.

Es lassen sich drei Einheiten herausstellen:

2.1.1.1. Gesteine des Metahornfelskomplexes

Hierbei handelt es sich um Metahornfelsgneise, Metafleckenschiefer, Metaknotenglimmerschiefer, Gneise mit Granulittendenz und Metahornfelsgranulite. SCHÜLLER (1949) hat erstmals die Gesteinstypen beschrieben und auf ihren texturreliktischen Charakter hingewiesen. Dieser drückt sich aus durch (1) eine manchmal noch erkennbare sedimentäre Textur, (2) durch eine hin und wieder feststellbare Kleinfältelung der Metahornfelse als Ausdruck einer ersten tektonischen Beanspruchung und (3) durch eine kontaktmetamorphe Überprägung, ausgehend von den im Verband erkennbaren ehemaligen granitischen und granodioritischen Intrusionen. Die Zeugnisse einer Regionalmetamorphose mit aufsteigender Tendenz (4) werden durch die intensive retrograde Metamorphoseentwicklung während der Heraushebung der MM zum Großteil verwischt.

Den Gesteinen des Metahornfelskomplex entstammen die Proben MM 7A und MM 7B.

2.1.1.2. Muscovit-(Granat-)Gneis bis Muscovit-Biotit-
.....
Granat-Gneis
.....

Diese Gneise sind durch Übergänge mit den voraus-
gehend beschriebenen Gesteinen des Metahornfels-
komplexes verbunden. Durch die intensive Durch-
bewegung während der orogenen Phasen kam es, bei
veränderten P-T-Bedingungen zur Neukristallisation
faziestypischer Minerale (Muscovit, Albit, Quarz
und Epidot) und zur Umkristallisation der älteren
Gefüge. Die unterschiedliche Intensität der mecha-
nischen Vorgänge hat jedoch nicht zur Ausmerzung
jeglicher Reliktgefüge geführt. Sie sind in
unterschiedlichem Ausmaß und Zustand erhalten
geblieben, wie die Proben MM 15 und MM 16 mit ihrer
erkennbar sedimentären Textur verdeutlichen.
(näheres siehe Probenbeschreibung im Anhang II, S.113)

2.1.1.3. Muscovitgneise und Muscovit-(Biotit-)Gneise,
.....
als Bänder- und Plattengneise anzusprechen
.....

Sie bauen den oberen Abschnitt der Liegendserie
auf und zeigen stärkste retrograde Metamorphose-
entwicklung. Ein auffallender schichtiger Lagenbau
erlaubt die Muscovit- bzw Muscovit-Biotit-Gneise
als Bändergneise zu bezeichnen. Die Einschaltung
vereinzelter Hornblende-Gneislagen läßt einen
stratigraphischen Übergang zu den unteren Horn-
blende-Bändergneisen der Hangendserie vermuten.

Mit steigendem Glimmergehalt in den Muscovitgneisen
nimmt die straffe parallele Schieferung zu, so daß
man von Plattengneisen sprechen kann. Dunklere
Gneise mit einem erhöhten Biotitgehalt sind als
reliktische Partien im Gesteinsverband anzusehen.
In der Muscovit-Gneis-Einheit sind infolge durch-
greifender und länger anhaltender orogener Bewegungen
die Anteile der Orthogneise nicht abgrenzbar.
Der Probe MM 67 ist daher ein "Mischgneischarakter"
zuzuschreiben.

2.1.2. Die Augengneise der Liegendserie

Die Frage nach dem Ausgangsmaterial und der Genese der in den Randpartien der MM auftretenden Augengneise soll hier etwas genauer beleuchtet werden.

Bei den geologischen Aufnahmen im SW-Teil der MM waren die Funde von reliktschen, nur wenig deformierten Magmatiten (Metagranite), für WEINELT (1958) wegweisend für die Deutung der Augengneise. An mehreren Lokalitäten konnte er den Übergang von Metagranit in die Augengneise verfolgen. Die grobflaszige Textur, mit den zu Augen ausgeschwänzten Großfeldspäten der Augengneise weist auf intensive Durchbewegung hin. WEINELT (1958) legt den Augengneisen einen porphyrtartigen Granit als Ausgangsmaterial zugrunde.

In den Fragen der Altersstellung der Augengneise schließt er sich SCHÜLLER (1934), SCHEUMANN (1953) und EIGENFELD (1953) an, die aus Vergleichen mit Metagraniten und Augengneisen am Fichtelgebirgs-Nordrand bei Selb die Intrusion derselben an die Wende Kambrium/Ordoviz stellen. Auch STETTNER (1960 a, b) zweifelt nicht an der orthogenen Natur der Augengneise, nur über den Zeitpunkt der Intrusion der granitischen Edukte ist er anderer Meinung. Er schließt sich eher den Vorstellungen von WURM (1954) an, der für eine kaledonische Magmenbewegung zwischen Silur und Devon plädiert, der er auch die zu Augengneisen verschieferten Granite der MM zurechnet.

HORSTIG & STETTNER (1970) geben eine detaillierte Beschreibung der sauren Intrusivgesteine vom NW-Rand der MM. In dieser Zone ist die tektonische Deformation besonders ungleichmäßig. Sie reicht von einer nur leichten Pressung des ehemaligen grobkörnigen Granites bis zur völligen Zerschieferung desselben. Augengneise entwickeln sich dabei aus Gesteinen mit granitischem Gefüge bei schärferer Zerschierung und Zerlegung des Primärgefüges bis in die mikroskopische Dimension.

Einen neuen Impuls erfährt die Diskussion um die Herkunft der Augengneise, wie überhaupt granitoider Gneise (Epigneise - Orthogneise) im Varistikum durch die Vorstellungen STETTNER's (1971; 1972).

Seine Überlegungen sind folgende (Zitat):

"In planaren Scherzonen rigider Schollenkomplexe wie dem Fichtelgebirge und dem Erzgebirge wird umliegendes Sedimentmaterial durch Reibungsanatexis zu granitoiden Gneisen umgeprägt. Eine wichtige Rolle bei der Bildung dieser "Friktionite" spielt die Tiefenlage der Scherzone. Danach entstehen entweder Epigneise in relativ oberflächennahen Scherzonen, wobei noch eine erstaunliche Parallelität zu der stofflichen Zusammensetzung der begleitenden sedimentären Schichten erkennbar ist, oder in tieferen Krustenbereichen Orthogneise mit einer Zunahme an granitoiden Teilschmelzen, so daß die räumliche Koinzidenz von Mobilisation und Kristallisation sicherlich nur mehr teilweise gegeben ist. Das Modell ist auf Scherzonen in noch tieferem Niveau der Erdkruste ausweitbar, es entstehen dann planare Migmatite."

Mit der Entwicklung dieser Vorstellung durch STETTNER (1971; 1972) wird der orthogene Charakter der Augengneise hinfällig.

Die Bildung dieser granitoiden Gneise - STETTNER (1971; 1972) bezeichnet sie auch als "Scherzonen-Metablastite bis -Anatektite" - bringt er mit der ersten Verformung des Altpaläozoikums (reußische Phase, v. GAERTNER, 1951) im oberen Unterdevon bis unteren Mitteldevon in Zusammenhang (STETTNER, 1976), dabei orientiert er sich an den Altersdaten von HAAKE (1972), KREUZER et al. (1973) und SCHOELL et al. (1973) der Gneise des Erzgebirges, des Spessarts und des Harzes.

Da STETTNER's Modell nicht auf uneingeschränkte Zustimmung gestoßen ist (SCHMIDT, 1976) und damit die Diskussion um die ortho- oder paragneise Natur der Augen- gneise der MM anhält, gilt das besondere Augenmerk in dieser Arbeit dem Versuch dieses Problem mit Rb/Sr- Altersbestimmungen weitgehend zu klären.

Die Augengneisproben tragen die Bezeichnung MM 1A bis MM 1E und MM 2.

2.2. Die Gesteine der Hangendserie

Wesensmerkmal der Hangendserie ist eine schichtige Wechsellagerung von hellen, sauren Gneisen und dunklen basischen bis intermediären Gesteinen. Die Mächtigkeit der einzelnen Schichtglieder reicht vom Millimeter- bis zum Dekameterbereich. Bei den hellen Gneisen reicht die Ausbildung von Muscovit-Biotit-Granat-Gneisen bis zu Muscovit-Albit-Gneisen mit Glimmerschieferhabitus. Die intermediären Glieder des Schichtverbandes sind Hornblendegneise. Sie zeigen Übergänge zu Amphiboliten mit sehr wechselhaften Zusammensetzungen.

Eingeschaltet in die basischen Gesteine der MM sind Eklogite, welche die retrograde mineralfazielle Entwicklung in der MM besonders deutlich machen. Sie reicht vom Eklogit Typ III nach SMULIKOWSKI (1968) (siehe MATTHES, 1978), über alle möglichen Zwischen- stufen wie Eklogit-Amphibolit, Zoisit-Epidot-Amphibolit bis zu Chlorit-Amphibolit (STETTNER, 1960 c).

Im Bereich des Zentralsattels der MM, südwestlich Münchberg läßt sich die Hangendserie in die unteren und oberen Bändergneise und den dazwischenliegenden Grenzgneis aufgliedern.

Aufgrund von Voruntersuchungen stellt sich die mächtige Schicht der Grenzgneise durch ihre große Variation im Rb/Sr-Verhältnis als besonders geeignet für Datierungen heraus. Nach STETTNER (1960 a) handelt es sich bei diesen Gesteinen eindeutig um eine schichtige, ehemals sedimentäre Folge.

Die Proben MM 4A, MM 4B, MM 71 und MM 79 sind Grenzgneise, MM 74 und MM 55B stammen aus anderen hellen, sauren, hornblendefreien Anteilen der unteren Bändergneise. Petrographisch entsprechen sie dem Grenzgneis und sind im allgemeinen als Muscovitgneise anzusprechen.

3. Theorie und Methodik der Rb / Sr - Altersbestimmung

Vor der Darstellung und der Diskussion der Meßergebnisse an verschiedenen Gesteinen der MM sollen einige Worte zur Theorie der Rb/Sr-Altersbestimmung und deren Anwendungsmöglichkeiten, zugeschnitten auf unsere Problemstellung, gesagt sein.

Die heute fast ausschließlich verwendete Auswertung und Darstellung der Rb/Sr-Daten beruht auf dem Verfahren von NICOLAYSON (1961). Die Formel zur Berechnung des Alters, bezogen auf das stabile Isotop Sr86 hat folgende Form:

$$\text{Sr87/Sr86} = (\text{Sr87/Sr86})_0 + \text{Rb87/Sr86} (e^{\lambda t} - 1); \quad (1)$$

Im Koordinatensystem $(\text{Sr87/Sr86}) - (\text{Rb87/Sr86})$ des Isochronendiagramms (auch als NICOLAYSON-Diagramm bezeichnet) hat die Gleichung (1) die Form einer Geraden:

$$y = y_0 + xa ;$$

Sie wird als Isochrone bezeichnet.

Der Schnittpunkt mit der Ordinate $y_0 = (\text{Sr87/Sr86})_0$ ergibt das Isotopenanfangsverhältnis der Gesteine an. Die Steigung der Geraden $a = (e^{\lambda t} - 1)$ ist dem Alter der Gesteine proportional.

Will man diese Isochrone aufstellen und soll sie auch einen geologisch signifikanten Aussagewert besitzen, so benötigt man mehrere kogenetische Proben mit einer möglichst großen Variation im Rb87/Sr86-Verhältnis. Kogenese ist im Falle der Gesamtgesteinsdatierung durch eine Intrusion oder eine Effusion eines Materials gegeben. Handelt es sich um Sedimente, so ist mit deren Sr-Isotopenhomogenisierung während der Diagenese oder Metamorphose die Bedingung der gemeinsamen Genese für alle Proben der Serie erfüllt.

Für die Aufstellung einer Mineralisochrone sind aus einer Gesteinsprobe mehrere Minerale mit unterschiedlichem Rb87/Sr86-Verhältnis abzutrennen (Apatit, Kalifeldspat, Plagioklas, Muscovit, Biotit, Chlorit u.a.) und zu analysieren. Liegen alle Minerale auf einer Geraden im Isochronendiagramm, so spricht man von einer Mineralisochrone.

Zeigen alle kogenetischen Mineralfraktionen einer Gesteinsprobe das gleiche Modellalter an wie die Gesamtgesteinsproben des Gesteinskörpers, d.h. alle Modellalter sind konkordant, so darf angenommen werden, daß das angezeigte Alter den wahren Zeitpunkt der Bildung des Gesteins repräsentiert. Ergibt die Mineralisochrone ein diskordantes, jüngeres Modellalter im Vergleich zu den Gesamtgesteinsproben, so darf man mit einer Sr-Isotopenhomogenisierung zwischen den Mineralen während der Umbildung jener im Zuge einer Metamorphose rechnen.

Eine ausführliche Diskussion über Methodik und Systematik der Rb/Sr-Methode geben u.a. WENDT (1972) und FAURE & POWELL (1972).

Das aus der Isochrone berechnete Modellalter ist nur unter folgenden Voraussetzungen als das "wahre" Alter des Minerals oder Gesteins anzusehen:

- 1) Die Isotopenzusammensetzung des bei der Mineral- oder Gesteinsbildung eingebauten Sr ist bekannt. (WENDT, 1972)
- 2) Vom Zeitpunkt der Kristallisation bis zur Probenentnahme ist das Mineral oder Gestein ein geschlossenes System (nicht thermodynamisch gesehen) gewesen, d.h. es ist während der geologischen Geschichte der Probe kein Sr oder Rb durch Sekundärprozesse wie z.B. metamorphe Beanspruchung oder Auslaugung durch zirkulierende Lösungen zu- oder abgeführt worden. (HOLMES, 1913)

Rückschlüsse auf das Sedimentationsalter einer Gesteinsserie gestattet die Kombination eines NICOLAYSON-Diagramms mit dem Diagramm von COMPTON & JEFFREY (1961). Wie Abb. 2 verdeutlicht, wird in dem kombinierten Diagramm auf der Abszisse nach links eine ansteigende Zeitskala in Millionen Jahren, nach rechts das $Rb87/Sr86$ -Verhältnis aufgetragen. Auf der Ordinate erscheint das $Sr87/Sr86$ -Isotopenverhältnis.

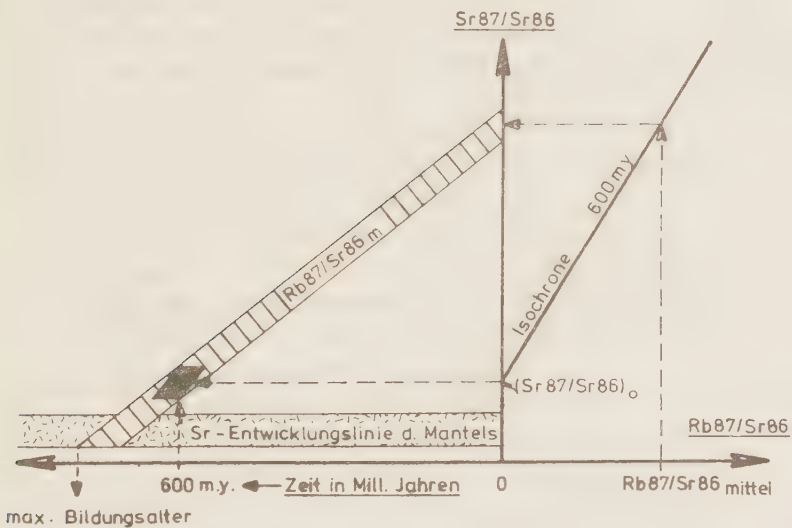


Abb. 2: Sr-Entwicklungsdiagramm zur Ermittlung des maximalen Bildungsalters von Gesteinen. Erläuterungen dazu siehe nächste Seite.

Ausschlaggebend für die Berechnung des Sedimentationsalters ist das mittlere Rb87/Sr86-Verhältnis des datierten Gesteinsmaterials, denn hierauf basiert dessen mehr oder weniger starke Änderung der Sr87/Sr86-Isotopenverhältnisse in der Zeit.

Zur Ermittlung des maximalen Sedimentationsalters auf graphischem Weg verbindet man das dem Rb87/Sr86-Mittelwert entsprechende Isotopenverhältnis auf der Sr87/Sr86-Achse mit dem Schnittpunkt, der aus dem Isochronenalter auf der Zeitskala und dem Sr87/Sr86-Anfangsverhältnis der Isochrone resultiert. (siehe dazu die gestrichelten Linien mit Pfeil in Abb. 2) Durch Extrapolation der Geraden zum niedrigst möglichen Sr87/Sr86-Isotopenverhältnis (entspricht dem unteren Schnittpunkt mit dem Bereich der Entwicklung des Sr im oberen Erdmantel, kurz Sr-Entwicklungslinie des Erdmantels genannt) ergibt sich das maximale Sedimentationsalter.

Unwägbarkeiten beeinflussen die Aussagekraft der Sedimentationsalter. Sie ergeben sich (1) aus der Bestimmung des mittleren Rb87/Sr86-Verhältnis. Um dafür einen repräsentativen Wert zu erhalten müßte umfangreiches Probenmaterial gesammelt und bearbeitet werden. Meistens begnügt man sich jedoch, in Kenntnis des Aussagewertes dieses Alters mit den verfügbaren Meßwerten der Isochrone, denn (2) für die Wahrhaftigkeit der Altersangabe muß für das Gestein unter Erweiterung der unter 2) (S.12) gemachten Voraussetzung für den gesamten Zeitraum, also auch von der Sedimentation bis zur Sr-Isotopenhomogenisierung im Gesteinsbereich ein geschlossenes System für Rb und Sr angenommen werden, ein schwer nachprüfbarer Umstand.

4. Das Alter der Gesteinsproben aus der Liegendserie der MM

Bei der Datierung von Gesteinen aus der Liegendserie der MM mit der Rb/Sr-Methode erwachsen Probleme durch die stoffliche Angleichung primär verschiedener Gesteinsserien durch die Vergneisung unter retrograden Metamorphosebedingungen. Durch diese Angleichung ist in vielen Fällen eine Unterscheidung von Ortho- und Paragneisen nicht mehr durchführbar, wodurch eine Vielfalt an Deutungsversuchen über die Herkunft einzelner Gesteinsserien entstand (s.a. S.7 ff).

Aus dieser Situation heraus soll zunächst den petrographischen Vorstellungen von STETTNER (1971, 1972, 1974, 1976) gefolgt werden, was besagt, man kann von der Voraussetzung ausgehen, daß die Gesteine der Liegendserie durchwegs sedimentären Ursprungs sind und somit einer gemeinsamen Betrachtung unterzogen werden können.

4.1. Diskussion und Interpretation der Modellisochrone I

4.1.1. Diskussion der Modellisochrone I

Bei der Datierung von Sedimenten mit der Rb/Sr-Methode darf angenommen werden, daß während der Prozesse der Sedimentation, Diagenese oder Metamorphose eine Umverteilung der Sr-Isotope zu einem gemeinsamen Sr-Isotopenverhältnis in den Sedimenten führen kann. Nimmt man vom Zeitpunkt der Umverteilung bis zur Probennahme für Rb und Sr ein geschlossenes System an, so müßten alle Gesteine der Liegendserie auf einer gemeinsamen Isochrone liegen.

Das Isochronen-Diagramm in Abb. 3, S.18 zeigt die Lage der Meßpunkte aller Gesamtgesteinsproben aus der Liegendserie.

Eine Regressionsgerade durch die 12 Analysenpunkte ergibt ein scheinbares Alter von 463 ± 14 m.y. mit dem Sr87/Sr86-Anfangsverhältnis von 0.7083 ± 0.0006 .

Eine Regressionsgerade kann nur dann als Isochrone - mit einem wahren Alter - bezeichnet werden, wenn alle Analysenpunkte innerhalb der angegebenen Fehlerbereiche auf ihr zu liegen kommen.

Eine Prüfung dieser Sachlage gestattet der χ^2 -Test. Ein χ^2 -Wert > 1 bedeutet, daß die betreffende Probe mit ihrem Fehlerrechteck die Isochrone nicht berührt. Ist für mehrere Proben die Isochronenbedingung ($\chi^2 < 1$) nicht erfüllt, wird also auch der χ^2 -Mittelwert:

$$\chi^2_m = \sqrt{\frac{\sum \chi^2_i}{n - 2}} > 1; \text{ mit } n = \text{Zahl der Analysenpunkte}$$

so kann dies als Kriterium für eine unzulässige Kombination von Proben angesehen werden.

In unserem Fall genügen 6 Proben der Isochronenbedingung nicht (MM 1D, MM 1C₂, MM 1A, MM 16, MM 15 und MM 67), auch der χ^2 -Mittelwert von 1.39 zeigt an, daß innerhalb der angegebenen Fehlergrenzen kein linearer Ausgleich zwischen allen Proben gegeben ist.

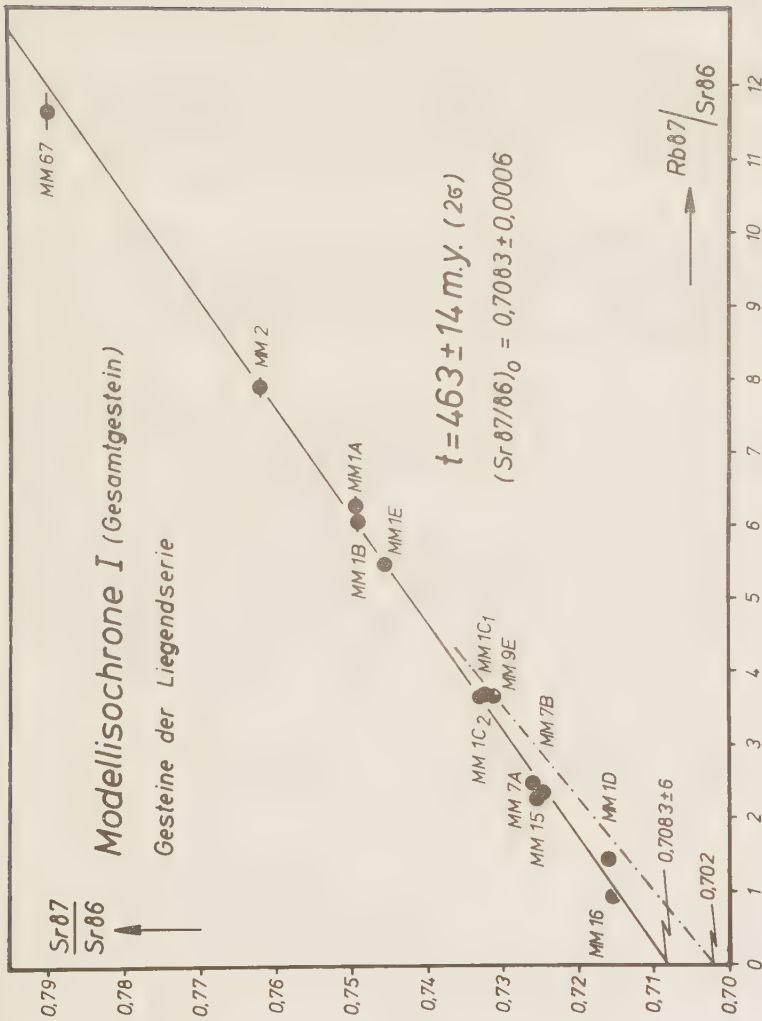


Abb. 3: Gesamtgesteins-Modellisochrone aller Gesteinsproben aus der Liegendserie. Die Punkt-Strich-Linie gibt das maximale Alter des Metagranodiorit mit $540 \pm 16 \text{ m.y. (1}\sigma\text{)}$ an, siehe S.41.
 $t =$ Modellalter der Isochrone

4.1.2. Interpretation der Modellisochrone I

Betrachtet man das Diagramm der Modellisochrone I (Abb. 3), so können zur Streuung der Daten folgende Überlegungen angestellt werden:

- A) Die Sedimentation, Diagenese oder Metamorphose, die durch das Modellalter I angezeigt wird, hat nicht ausgereicht das angereicherte Strontium im Gestein zu homogenisieren.
- B) Während der varistischen Metamorphose kam es zu einer unvollständigen Sr-Umverteilung im Gestein, wobei eine primäre lineare Anordnung der Analysenpunkte im Isochronendiagramm zerstört wurde.
- C) Die Diskordanz mehrerer Analysenpunkte zur berechneten Modellisochrone I wird durch die Probennahme aus verschiedenen geologischen Einheiten verursacht.

zu A): Eine vollständige Sr-Isotopenhomogenisierung während einer schwachen Metamorphose von Sedimenten ist wahrscheinlich. Argumente dafür stammen aus der Literatur (siehe dazu die Zusammenstellung von GEBAUER, 1974) und aus dieser Arbeit selbst, wie später noch an Gesteinen der Hangendserie zu sehen ist. (siehe dazu Kapitel 7.) Sehr überzeugend konnte GEBAUER (1974) dies auch selbst an den anchimetamorphen, paläozoischen, sandigen und tonigen Sedimenten des Montagne Noire darstellen.

Durchaus vorstellbar wäre dagegen eine unvollständige Homogenisierung der Sr-Isotope in einem inhomogenen Gesteinsverband mit großer Variation im Sr^{87}/Sr^{86} -Isotopenverhältnis. Dies sollte z.B. bei schichtparallel in Sedimente eingeschalteten sauren oder basischen Intrusiva zu erwarten sein.

zu B): Beweise für die frühvaristische Metamorphose in der MM konnten in dieser Arbeit erbracht werden, (siehe Kapitel 8.3.) ohne jedoch damit einen direkten Hinweis für den zerstörenden Einfluß der Metamorphose auf ein geschlossenes System im Gesteinsbereich zu haben. Stellt man die Frage nach der vordem gemeinsamen Gesamtgesteinsisochrone aller Gesteine der Liegendserie, so kommen an deren Existenz berechnete Zweifel auf, wenn man die Gesteine der Liegendserie einer eingehenden petrographischen Untersuchung unterzieht.

zu C): Es ist also notwendig eine weitere Überlegung in Betracht zu ziehen, daß nämlich die Streuung der Analysenpunkte im Isochronendiagramm durch eine Probennahme aus verschiedenen geologischen Einheiten zustandekommt..

Bei der geringen Abweichung der Probenpunkte von der ermittelten Regressionsgeraden stellt sich die Frage, ob die Streuung der Daten einer statistischen Verteilung unterliegt, oder ob infolge petrographischer Parameter (Variation der Korngröße, Wechsellagerung von tonigem, sandigem oder tuffitischem Material, Einschaltung von sauren oder basischen Laven, Wegführung von Karbonat aus dem Sediment u.a.m.) eine Gruppierung erkennbar ist.

4.1.3. Tabelle 1: Rb/Sr-Gesamtgesteinsanalysen

Proben- nummer	Gesteinsart	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb87/Sr86	Sr87/Sr86 (1 σ -Fehler)
MM 1A	Augengneise der Liegend- serie	180.2	83.3	6.28	0.7495 $\pm$ 10
MM 1B		149.7	71.7	6.06	0.7492 $\pm$ 10
MM 1C ₁		124.6	98.1	3.69	0.7324 $\pm$ 10
MM 1C ₂		125.2	99.0	3.66	0.7330 $\pm$ 9
MM 1D		82.8	167.1	1.43	0.7160 $\pm$ 5
MM 1E		156.4	43.5	5.49	0.7457 $\pm$ 10
MM 2		184.6	51.4	7.91	0.7621 $\pm$ 8
MM 7A	Paragneise der Liegend- serie	89.2	104.3	2.48	0.7260 $\pm$ 11
MM 7B		100.7	124.2	2.35	0.7247 $\pm$ 4
MM 15		96.8	124.2	2.26	0.7254 $\pm$ 6
MM 16		51.6	159.8	0.93	0.7153 $\pm$ 9
MM 67		102.8	25.8	11.63	0.7899 $\pm$ 5
MM 9E	Metagranodiorit	137.7	108.8	3.67	0.7312 $\pm$ 7
MM 4A	Paragneise der Hangend- serie (hornblen- defrei)	102.0	32.7	9.08	0.7684 $\pm$ 11
MM 4B		93.6	50.5	5.38	0.7469 $\pm$ 13
MM 55B		77.1	31.6	7.08	0.7562 $\pm$ 7
MM 71		33.8	358.0	0.27	0.7142 $\pm$ 6
MM 74		46.8	103.1	1.31	0.7216 $\pm$ 6
MM 79		83.6	33.2	7.33	0.7588 $\pm$ 10

4.1.4. Tabelle 2: Kalkulation der Gesamtgesteins-Modellisochronen I bis IV

Nr. der Modellisochrone	Anzahl der Proben	Probennummern	Gesteinsart	Alter in m. J. (2 σ -Fehler)	(Sr87/Sr86) _o (2 σ -Fehler)	$\chi^2_{m, Isochrone}$	χ^2 max. Einzelwerte
I	12	MM 1A bis 1E MM 2, 7A u. 7B MM 15, 16, 67	Augengneise und Paragneise (LS)	463 $\pm$ 14	0.7083 $\pm$ 6	1.39	8.36 (MM 1D) 4.72 (MM 15) u.a.
II/1	4	MM 7A u. 7B MM 15, 16	Paragneise (LS)	476 $\pm$ 58	0.7088 $\pm$ 16	0.70	0.83 (MM 15) 0.07 (MM 67)
II/2	5	MM 7A u. 7B MM 15, 16, 67	Paragneise und Mischgneis MM 67	473 $\pm$ 22	0.7089 $\pm$ 6	0.70	0.98 (MM 15)
III/1	7	MM 1A bis 1E MM 2	Augengneise (LS)	482 $\pm$ 20	0.7061 $\pm$ 8	0.62	0.79 (MM 1A) 0.11 (MM 67)
III/2	8	MM 1A bis 1E MM 2 u. 67	Augengneise und Mischgneis MM 67	485 $\pm$ 18	0.7060 $\pm$ 8	0.59	0.37 (MM 1A)
IV/1	4	MM 4A u. 4B MM 71, MM 79	Grenzgneise (HS)	425 $\pm$ 16	0.7125 $\pm$ 6	—	0.26 (MM 74) 1.73 (MM 5B)
IV/2	5	MM 4A u. 4B MM 71, MM 79 MM 74, MM 55B	Hbl-freie Paragneise (HS)	421 $\pm$ 14	0.7129 $\pm$ 6	0.74	0.87 (MM 74) 0.21 (MM 55B)

§ Der Mittelwert χ^2 ist ein Maß für die Güte der Konkordanz der Analysepunkte mit der ermittelten Ausgleichsgeraden. $\chi^2 > 1$ bedeutet, daß mehrere Punkte der Isochronenbedingung nicht genügen (näheres siehe S.16).

+ $\chi^2 > 1$ bedeutet, daß dieser Punkt innerhalb des angegebenen Fehlers nicht auf die Modellisochrone zu liegen kommt.

4.2. Diskussion der Modellisochronen II und III

BOFINGER (1967) zieht aus einer geringen restlichen Varianz ($\chi^2_m = 1.39$) der Analysenpunkte in Isochronendiagramm den Schluß (dort handelt es sich um diagenetisch verfestigte oder nur schwach metamorph überprägte Schiefer), daß die Streuung der Werte auf eine Kombination aus offenem System für die Sr-Isotope und einer Variation im Sr87/Sr86-Anfangsverhältnis zurückzuführen ist. Betrachtet man daraufhin die Streuung der Meßpunkte um die Modellisochrone I im Diagramm der Abb. 3, so erkennt man, daß die Daten, sortiert nach ihrem Sr87/Sr86-Verhältnis, auf zwei getrennte, nahezu parallele Geraden zu liegen kommen. (siehe Abb. 4, S.24) Die beiden Regressionsgeraden werden als die Modellisochronen II und III bezeichnet.

4.2.1. Die Modellisochrone II

In der Modellisochrone II sind all jene Meßpunkte zusammengefaßt, die oberhalb der Modellisochrone I liegen (MM 16, MM 15, MM 67), oder deren Sr87/Sr86-Isotopenverhältnisse zu höheren Werten tendieren (MM 7A, MM 7B). Das Alter der Modellisochrone für die Proben MM 7A, MM 7B, MM 15, MM 16 und MM 67 beträgt $473 \pm 22 \text{ m.y.}$, deren Sr87/Sr86-Anfangsverhältnis ist 0.7089 ± 0.0006 . (Abb. 4, S.24; s.a. Tabelle 2, Modellisochrone II/2)

Verwendet man zur Konstruktion der Modellisochrone II nur die Proben MM 7A, MM 7B, MM 15 und MM 16, so ergibt sich ein Alter von $476 \pm 58 \text{ m.y.}$ und ein Sr87/Sr86-Anfangsverhältnis von 0.7088 ± 0.0016 . (siehe Tabelle 2, Modellisochrone II/1)

Die Probe MM 67, Muscovit-Gneis von "Mischgneischarakter", bei dem ortho- und paragne Anteile nicht trennbar sind, verändert also die Steigung der Modellisochrone nicht, nur der Fehler im Alter und der des Anfangsverhältnisses ist ohne MM 67 größer. χ^2_m für die Modellisochrone II ist für beide Varianten, mit oder ohne MM 67 (II/2 oder II/1) gleich 0.7. Die Probe MM 67 wird zur Berechnung der Modellisochrone II herangezogen.

Den Ausschlag, daß MM 67 eher der Modellisochrone II als III zuzurechnen ist, gibt der individuelle χ^2 -Wert an. Er beträgt für MM 67 auf der Modellisochrone III 0.11, auf der Modellisochrone II nur 0.07. Die Probe MM 67 paßt also besser auf die Modellisochrone II.

4.2.2. Die Modellisochrone III

Die verbleibenden Meßpunkte aus dem Diagramm der Abb. 3 (ausgenommen MM 9E), mit der Tendenz zu niedrigen Sr87/Sr86-Isotopenverhältnissen, im Vergleich zu Modellisochrone I, werden zur Modellisochrone III zusammengefaßt.

Das Modellalter III für die Proben MM 1A, MM 1B, MM 1C₁, MM 1C₂, MM 1D, MM 1E und MM 2 beträgt 482 ± 20 m.y., deren Sr87/Sr86-Anfangsverhältnis ist 0.7061 ± 0.0008 . Alle Punkte befinden sich innerhalb des 1 σ -Fehlers auf der Isochrone. (siehe Abb. 4, S.24)

Der χ^2 -Test gibt für MM 1A den höchsten Wert mit 0.79 an, χ^2_m beträgt 0.62.

Rechnet man MM 67 zur Modellisochrone III hinzu, so erhöht sich deren Alterswert auf 485 ± 18 m.y., das Sr87/Sr86-Anfangsverhältnis beträgt dann 0.7060 ± 0.0008 . (siehe auch Tabelle 2, Modellisochrone III/2)

Die Probe MM 67 hat somit keine grundlegende Bedeutung für die Aussagekraft der Modellisochrone III, sie wurde bei der Isochronenberechnung nicht berücksichtigt.

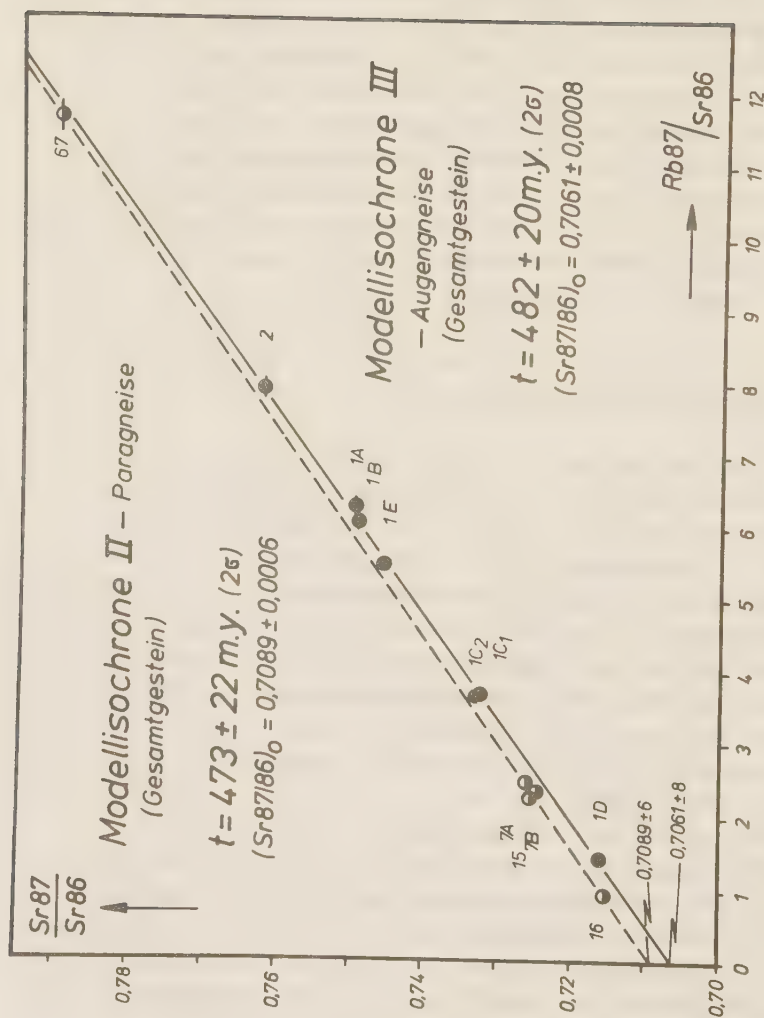


Abb. 4: Gesamtgeisteinschronen der Augengneise (ausgefüllte Symbole) und der Paragneise (halb ausgefüllte Symbole) aus der Liegendserie.
 $\lambda_{\text{Rb}87} = 1.47 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$.

4.3. Interpretationen der Modellisochronen II und III

Die beiden Modellisochronen besitzen signifikant verschiedene Sr87/Sr86 -Anfangsverhältnisse, ihre Alter überlappen sich innerhalb des 2σ -Fehlerbereichs. Grundsätzlich ist dazu zu sagen, daß die Trennung in zwei parallele Isochronen anstelle einer, generell von der Größe des experimentellen Fehlers und der Steigung der Isochronen abhängig ist. In unserem Fall bedeutet dies, daß ein Punkt mit einem größeren Rb87/Sr86 -Verhältnis als 9 innerhalb der angegebenen Fehler (2% für Rb87/Sr86 und 0.07% für Sr87/Sr86) auf beide Isochronen zu liegen kommt; Probe MM 67 verdeutlicht dies. (siehe auch Abb. 4)

Entscheidend für die Aussagekraft nahezu paralleler, konvergierender Isochronen, mit nur geringfügig differierenden Sr87/Sr86 -Anfangsverhältnissen ist also eine genügende Anzahl von Analysenpunkten mit niedrigen Rb87/Sr86 -Isotopenverhältnissen.

Aus den signifikant verschiedenen Sr87/Sr86 -Anfangsverhältnissen beider Modellisochronen II und III ist ein genetischer Unterschied für die Gesteine zu erwarten. Im folgenden werden drei Modellvorstellungen diskutiert, wodurch diese Unterschiede bedingt sein können:

- a) Wechsel des Detritus aus verschiedenen Liefergebieten; dies drückt sich in unterschiedlichen Sr87/Sr86 -Anfangsverhältnissen der Modellisochronen aus. Die Modellisochronen II und III zeigen das Alter der Sedimentation, Diagenese oder einer ersten metamorphen Überprägung an.

- b) "Bildung granitoider Gneise (Epigneise , Augengneise und Orthogneise) durch Zu- und Abfuhr von Material in planaren Zonen gesteigerter s-tektonischer Durchbewegung. Primär einheitliches Material wird dabei unterschiedlichen tektonischen Beanspruchungen ausgesetzt." (STETTNER, 1971)
Aufgrund der Vorstellungen STETTNER's (1971) ist bei dem Bildungsprozess der granitoiden Gneise mit der Einstellung eines neuen Sr-Isotopengleichgewichts zu rechnen. Die Modellisochrone II umfaßt die unveränderten Sedimente, auf der Modellisochrone III liegen die granitoiden Gneise.
- c) Während der kaledonischen Metamorphose kommt es zwischen den Sedimenten und eingeschalteten Magmatiten zu keinem vollständigen Austausch der Sr-Isotope. Allein in den Sedimenten findet eine vollständige Sr-Isotopenhomogenisierung statt (Modellisochrone II). Im Orthomaterial (Augengneise) sind die Spuren der Metamorphose nicht zu erkennen; die Modellisochrone III gibt das Intrusionsalter der granitischen Edukte der Augengneise wieder.

Zur Vorstellung a):

Voraussetzung ist, (1) daß alle untersuchten Gesteine der Liegendserie sedimentären Ursprungs sind, und (2) daß es, anschließend an die Sedimentation, während einer Diagenese oder einer darauf folgenden Metamorphose nur zu einem Stofftransport im Kleinstbereich gekommen ist. Die einzelnen, durch unterschiedlichen Detritus aufgebauten Sedimentlagen bleiben in sich ein geschlossenes System.

Unter den genannten Voraussetzungen ließe sich eine Erklärung für die Konkordanz von Proben aus voneinander weit entfernten Teilen der Liegendserie finden. Es wäre gleichgültig aus welcher der beiden Sedimentlagen die Proben stammen, sie müßten, bedingt durch ihren unterschiedlichen Detritus und die diskrete Sr-Isotopenhomogenisierung innerhalb der einzelnen Sedimentlagen entweder auf der Mineralisochrone II oder III zu liegen kommen.

Geologische Anzeichen für einen periodischen Wechsel in der Sedimentation der Liegendserie sind durch die ausgeprägte metamorphe Umwandlung der Gesteinsserien zu Muscovit-Biotit-(Granat-)Gneisen nur noch schwer erkennbar. Eine Untergliederung der Gneise aufgrund unterschiedlicher Muscovit-, Biotit- und Granatführung wurde nicht durchgeführt, da solche Unterschiede nirgends deutlich in Erscheinung treten, als daß eine Aufteilung gerechtfertigt wäre (STETTNER, 1960 b). Eine sinnvolle Untergliederung besteht nur in der Trennung texturreliktischer Partien (Gesteine des Metahornfelskomplexes und Gneise mit erkennbar sedimentärem Lagenbau) von Gneisen ohne Anzeichen älterer Gefüge. Der Mineralbestand (Muscovit, Biotit, Quarz, Plagioklas, $\pm$ Granat) und die Gefüge in den texturreliktischen Partien lassen als Ausgangsgesteine für die große Masse der Gneise der Liegendserie Grauwacken mit Übergängen zu Tonschiefern und Quarz-Sandsteinen vermuten.

Betrachtet man die Lage der Proben im Isochronendiagramm der Abb. 4 (S.24), so zeigt sich, daß die Proben, den verschiedenen texturreliktischen Metasedimenten entnommen, auf der Modellisochrone II liegen, von nun an auch als "Paragneisisochrone" bezeichnet. Die Proben sind: Gneise des Metahornfelskomplexes mit Granulit tendenz (MM 7A und MM 7B)

Muscovit-Biotit-Granat-Gneis mit erkennbar sedimentären Reliktstrukturen (MM 15)

quarzitischer Muscovit-Biotit-Gneis, vorwiegend sedimentären Ursprungs (MM 16)

Muscovit-Gneis ohne Anzeichen älterer Gefüge, im Verband sind orthogene Anteile nicht abgrenzbar (MM 67).

Die Lage der Probe MM 67 im Isochronendiagramm (Abb. 4) ist nicht eindeutig. Sie besitzt das höchste Rb87/Sr86-Verhältnis und liegt innerhalb des 1σ -Fehlers auf beiden Modellisochronen. Dies unterstreicht ihren "Mischcharakter" nach dem petrographischen Befund.

Nicht auf der Modellisochrone II liegen die Augengneisproben MM 1A bis 1E und MM 2. Sie bilden die Modellisochrone III, von nun an auch als "Augengneisisochrone" bezeichnet.

Wie gesagt, liegen alle als ehemalige Sedimente anzusprechende Gneise auf einer Isochrone (Paragneisisochrone). Innerhalb der eindeutig sedimentogenen Folge sind also keine Unterschiede im Sr87/Sr86-Anfangsverhältnis erkennbar. Wir können für die Paragneise der Liegendserie vor 473 ± 22 m.y. mit einer Sr-Isotopenhomogenisierung im Gesteinsbereich rechnen. Ursachen dafür sind in einer diagenetischen Verfestigung oder einer (anchi-) metamorphen Überprägung der Sedimente zu suchen.

Ein anderes Sr87/Sr86-Anfangsverhältnis besitzen nur Gneise, deren eindeutig sedimentäre Abkunft zumindest anzweifelbar ist. Aufgrund der geochronologischen (diese Arbeit) wie der petrographischen Kriterien (STETTNER; 1960 bis 1976; WEINBLT, 1957; WURM, 1961; SCHÜLLER, 1949) lassen sich die Augengneise der MM nicht ohne weiteres in den sedimentären Verband integrieren. Mit ihrer Sonderstellung ist zweifelsohne auch eine eigenständige Genese verbunden. Sie soll in den Modellvorstellungen b) und c) zum Ausdruck gebracht werden.

Zur Vorstellung b):

In Anlehnung an die Vorstellungen von STETTNER (1971, 1972; siehe dazu auch diese Arbeit S.8) über die Genese der Augengneise der MM kann man mit der Einstellung eines neuen Sr-Isotopengleichgewichts im Gesteinsbereich während ihrer Bildung rechnen.

STETTNER (1971, 1972, 1976) rechnet die Augengneise der MM (er bezeichnet sie auch als Orthogneise) zu den in planaren Zonen deformierten Gesteinen des Kambro-Ordoviz, wie die Epigneise des Fichtelgebirges, die granitoiden Gneise des Erzgebirges, die Rotgneise des Spessarts, die Eckergneise des Harzes u.a.m.. An den beiden letztgenannten Gneistypen (Rotgneis und Eckergneis) haben KREUZER et al. (1973) und SCHOELL et al. (1973) Altersdatierungen vorgenommen. Die Gesamtgesteinsisochronen an den Orthogneisen ergeben unterdevonische Alter für die Intrusion: 384 ± 11 m.y. (1 σ) mit $(\text{Sr87/Sr86})_0 = 0.712 \pm 0.002$ bzw. für die letzte Sr-Isotopenhomogenisierung im Gesteinsbereich von 378 ± 10 m.y. mit einem Anfangsverhältnis $(\text{Sr87/Sr86})_0 = 0.7125 \pm 0.001$.

Abweichend davon ergeben die nach STETTNER (1971) vergleichbaren Gesteine der MM jedoch ein kambro-ordovizisches Alter (482 ± 20 m.y., Augengneisisochrone) für die Sr-Isotopenhomogenisierung im Gesteinsbereich. Das unter- bis mitteldevonische Ereignis dagegen spiegelt sich in allen Gesteinen der MM in einer Sr-Isotopenhomogenisierung zwischen den Mineralen wieder (siehe Seite 56 ff).

Versucht man dennoch eine Verbindung zwischen den Ergebnissen an Orthogneisen von KREUZER et al. (1973) und SCHOELL et al. (1973) mit denen dieser Arbeit herzustellen, so bleiben die Möglichkeiten (1) die Bildung der Augengneise der MM mittels planarer Deformation in Scherzonen entweder nicht ins Devon zu stellen, sondern an die Wende Kambrium/Ordoviz (hierbei liegt das Gewicht auf dem einheitlichen Bildungsprozess aller Orthogneise); oder (2) man verknüpft sie mit der Sr-Isotopenhomogenisierung in den Mineralen der Augengneise während der Metamorphose an der Wende Unter-/Mitteldevon (dabei liegt das Gewicht auf dem gemeinsamen Zeitpunkt der Orthogneisbildung).

Die erste Möglichkeit widerspricht der Auffassung von STETTNER (1969). Er bringt die metamorphe Prägung der MM, woran die Augengneisbildung gebunden ist, mit einer deckenartigen Abscherung der Oberkruste in der Fichtelgebirgsscholle während der sudetischen Einengungsphase der varistischen Orogenese im Oberkarbon in Beziehung. GREILING (1966) schließt für die "Bayrische Fazies" des Ordoviziums stärkere sardische Bewegungen an der Wende Kambrium/Ordoviz aus.

Im zweiten Fall würde ein und derselbe Bildungsprozess der Orthogneise, in vergleichbarem Niveau der Erdkruste, einmal eine Sr-Isotopenhomogenisierung im Gesamtgestein (Rotgneise des Spessarts und Eckergneise im Harz), ein andermal zwischen den Mineralen (Augengneise der MM) zur Folge haben, zwei sich widersprechende Ergebnisse.

Um den Widerspruch zu klären, soll etwas eingehender auf den Bildungsprozess der Ortho- und Epigneise in planar deformierten Scherzonen nach den Vorstellungen STETTNER's (1971) eingegangen werden. Er schreibt folgendes über ihre Entstehung:

"Während in den porphyroiden Epigneisen des Fichtelgebirges Mobilisation und Kristallisation mehr oder weniger am gleichen Ort stattgefunden hat (in mikroskopischer Größenordnung) und dementsprechend die stoffliche Zusammensetzung mit der des Substrates variiert, ist bei den granitoiden Orthogneisen die räumliche Koinzidenz von Mobilisation und Kristallisation sicherlich nur teilweise gegeben" (STETTNER, 1971).

STETTNER's (1971) Vorstellungen in ein geochronologisches Modell übertragen würde bedeuten, daß bei den granitoiden Orthogneisen durch die starke metamorphe Beanspruchung und der geochemischen Prozesse mit einer Sr-Isotopenhomogenisierung im Gesteinsbereich, zumindest aber mit der Streuung einzelner Proben um eine Regressionsgerade devonischen Alters zu rechnen wäre.

Aus der Literatur sind Beispiele dafür bekannt. ABBOTT (1972) beschreibt aus der Northern Front Range in Colorado eine Sr87/Sr86-Homogenisierung in Scherzonen über einen Bereich von mindestens 3 Metern. ODOM & FULLADAR (1973) können für die Sr-Isotopenhomogenisierung im Gesteinsbereich in den Blastomyloniten der Breward Zone sogar eine Distanz von 50 Metern senkrecht zur kataklastischen Zerschierung angeben. Zu einer Sr-Isotopenhomogenisierung im Gesteinsbereich in Scherzonen kann es offensichtlich erst bei stärkster Kataklastik und Mylonitisierung kommen. Keine derartigen Hinweise finden sich in den Augengneisen der MM.

Dort haben Kataklaste und Mylonitisierung offensichtlich nicht ausgereicht, das angereicherte radiogene Sr im Gestein teilweise umzuverteilen oder sogar zu rehomogenisieren, denn die Analysenpunkte der kambro-ordovizischen Augengneisisochochrone (482 ± 20 m.y.) zeigen keine meßbare Veränderung ihrer Lage im Isochronendiagramm (vergleiche Abb. 4, S.24).

Für die Orthogneise, einerseits aus Spessart und Harz, andererseits aus der MM, kann demzufolge kein einheitlicher Bildungsmechanismus angenommen werden. Eine enge Verknüpfung, wie sie STETTNER (1971) vermutet wird damit unwahrscheinlich.

Während der Bildungsmechanismus der Augengneise der MM durch die fehlende Rehomogenisierung der Sr-Isotope im Gestein offensichtlich keine Parallelen zu den Vorstellungen STETTNER's (1971) über die Genese granitoider Orthogneise anzeigt, wäre noch nach Analogien zwischen der Bildung der Augengneise der MM und den Epigneisen zu suchen.

Überträgt man die Vorstellungen von STETTNER (1971) über die Bildung der porphyroiden Epigneise (siehe S.31) in ein geochronologisches Modell, so wäre, bei einem interkristallinen Materialtransport im Millimeter-Bereich eine metamorphe Umbildung der Minerale zu erwarten. Die Gesteinsprobe als Ganzes aber stellt ein geschlossenes System dar.

Um eindeutige Beziehungen zwischen einer Deformation in planaren Scherzonen und einer möglichen Öffnung des Rb/Sr-Systems für den Sr-Austausch zwischen den Mineralen herstellen zu können, ist die Voraussetzung notwendig, daß im Nebengestein nicht gleichzeitig Prozesse ablaufen (z.B. eine regionalmetamorphe Überprägung), die in ihren Auswirkungen auf das Rb/Sr-System im Nebengestein zu den gleichen Ergebnissen führen. Diese Voraussetzung ist in unserem Fall nicht erfüllt, denn eine Mineralisochrone und zahlreiche Glimmeralter an den verschiedensten Gesteinen der MM (S.56 ff) machen zweifelsfrei deutlich, daß zum angenommenen Zeitpunkt der metamorphen Bildung der Augengneise in planaren Scherzonen im Unterdevon eine regionalmetamorphe Überprägung den gesamten Gneiskomplex erfaßt hat.

Ähnliche Verhältnisse treffen DIETRICH et al. (1969) bei der Diskussion ihrer Rb/Sr-Datierungen an tektonischen Scherzonen in den Appalachen an. Der Hauptteil der "alten präkambrischen Gneise" sind Augengneise. Gemessen wurden zerscherzte und unveränderte Proben. Dabei zeigt sich, daß die zerscherzte Augengneisprobe im Gesteinsbereich für Rb und Sr ein geschlossenes System geblieben ist. Eine Öffnung ist nur im Mineralbereich erkennbar, die aber nicht mit Sicherheit auf die Zerschierung des Gesteins zurückzuführen ist, da die Alterwerte in den Zeitraum der arcadischen Orogenese fallen.

Die Ausführungen zeigen, daß das Vorhandensein einer Deformation in planaren Scherzonen keinesfalls auszuschließen ist. Sie ist jedoch weder durch eine Gesamtgesteinsisocronie (keine vollständige oder unvollständige Sr-Isotopenhomogenisierung in den infrage kommenden Gesteinen der MM zu dem von STETTNER (1976) angenommenen Zeitpunkt im Unterdevon) noch durch Mineralalter eindeutig dokumentiert, denn zum fraglichen Zeitpunkt kam es gleichzeitig zu einer metamorphen Ueberprägung im gesamten Gesteinskomplex der MM. Diese Deformation ist daher auf keinen Fall für die Unterschiede im Sr87/Sr86-Anfangsverhältnis benachbarter Gesteinsserien verantwortlich zu machen.

In der Liegendserie der MM haben schon vor einer eventuellen planaren Verformung einzelner Gesteinspartien Materialunterschiede und somit Unterschiede im Sr87/Sr86-Verhältnis bestanden, wie z.B. zwischen Sedimenten und eingeschalteten Magmatiten.

Zur Vorstellung c):

Ein Ergebnis der Rb/Sr-Datierungen an Gesteinen der Liegendserie der MM ist der signifikant deutliche Unterschied im Sr87/Sr86-Anfangsverhältnis zwischen Augengneisen und Paragneisen. Dieser Unterschied in Verbindung mit den Werten für die Anfangsverhältnisse der Augengneise (0.7061 ± 0.0008) und Paragneise (0.7089 ± 0.0006) lassen sich am sinnvollsten als eine Einschaltung von granitischem Material in eine Sedimentfolge deuten. Der gleichen Auffassung sind SCHÜLLER (1949), WEINELT (1957), BAUBERGER (1957), STETTNER (1960 a), WURM (1961) u.a.m. nach eingehender petrographischer Bearbeitung der unterschiedlichen Gesteine der Liegendserie der MM.

Unter der Voraussetzung, daß ein vollständiger Austausch bei der Homogenisierung der Sr-Isotope nur innerhalb der diskreten Gesteinsbereiche von Magmatit und Sediment stattgefunden hat, läßt sich die Vorstellung c) in folgender Weise formulieren:

Innerhalb der sedimentären Gesteinsfolge mit eingelagerten Intrusivgesteinen kommt es – während einer Metamorphose – aufgrund der ausgeprägten Materialunterschiede zwischen den Gesteinen zu einer diskreten Sr-Isotopenhomogenisierung im Gesteinsbereich des Sedimentpaketes. Para- wie Orthomaterial – jeweils in sich als geschlossenes System zu verstehen – dokumentieren durch ihr signifikant verschiedenes Sr87/Sr86-Anfangsverhältnis ihre unterschiedliche petrogenetische Herkunft. Die Metamorphose hat aber zur Rehomogenisierung der Sr-Isotope im Gesteinsbereich der Magmatite nicht ausgereicht. Das Anfangsverhältnis der Augengneisisochrone gibt die Sr87/Sr86-Isotopenverhältnisse bei der Intrusion der sauren Magmatite wieder.

Zur Beweisführung sollen die Werte der Anfangsverhältnisse beider Modellisochronen etwas genauer in Augenschein genommen werden.

Das Anfangsverhältnis der Augengneisisochrone (Modellisochrone III) liegt mit 0.7061 ± 0.0008 deutlich unter dem Wert für eine kontinentale Modellkruste mit ca. 0.715 (FAURE & POWELL, 1972). Denkbar wäre als Ausgangsgestein für die granitische Schmelze danach Krustenmaterial präkambrischen Alters mit einem sehr niedrigen Sr87/Sr86-Verhältnis. Berücksichtigt man das Überlappen des Anfangsverhältnisses der Augengneisisochrone mit dem Bereich der Sr-Entwicklung im oberen Erdmantel im 2σ -Fehlerbereich (siehe Abb. 7, S.46), so könnten nach FAURE & POWELL (1972) Magmen mit niedrigen Anfangsverhältnissen, die im Feld der Mantelentwicklungsline liegen, als Differentiationsprodukte des oberen Mantels aufgefaßt werden. Bei dem Anfangsverhältnis der Augengneise ist mit der Aufnahme geringer Teile älteren Krustenmaterials zu rechnen.

Versucht man den "Orthogneischarakter" der Augengneise auf eine in situ Aufschmelzung des umgebenden Sedimentmaterials zurückzuführen (Anatexis), so scheitert dies am niedrigen mittleren Rb87/Sr86-Verhältnis der Paragneise von ~ 2 (siehe dazu S.38 ff). Nach dem Sr-Entwicklungsdiagramm der Abb. 5 besäßen die Paragneise zum Zeitpunkt der Intrusion (vor 482 ± 20 m.y.) ein mittleres Sr87/Sr86-Verhältnis von 0.7086 ± 0.0006 , dies ist signifikant höher als das der Augengneise von 0.7061 ± 0.0008 zu diesem Zeitpunkt.

Berücksichtigt man noch den ausgleichenden Einfluß der Kontaktmetamorphose (s.S. 5) auf die Sr87/Sr86- wie Rb/Sr-Verhältnisse von Magmatit und Sediment, so wird aufgrund der gemessenen Daten eine genetische Ableitung der Augengneise aus den umgebenden Paragneisen immer unwahrscheinlicher. Das Sr87/Sr86-Isotopenverhältnis der Sedimente wäre nämlich vor der Kontaktmetamorphose höher gewesen, das mittlere Rb/Sr-Verhältnis dagegen niedriger und somit die Differenz dieser Verhältnisse zwischen Sedimenten und Magmatiten vor 482 ± 20 m.y. wesentlich deutlicher.

Der kontaktmetamorphe Alkaliaustausch zwischen Magmatit und Sediment, durch die Thermometamorphose hervorgerufen, hat sicher einen Einfluß auf das Rb/Sr-Verhältnis der Sedimente. Das mittlere Rb87/Sr86-Verhältnis der Paragneise entspricht somit nicht mehr dem ursprünglichen vor der Kontaktmetamorphose. Dies hat Auswirkungen auf die Ableitung des maximalen Sedimentationsalters der Paragneise der Liegendserie (siehe S.38 ff).

Das Gesamtgesteinsalter der Paragneise der Liegendserie mit 473 ± 22 m.y. wird als Alter eines regionalen thermischen Ereignisses interpretiert. Unterstützt wird dieser Alterswert durch kaledonische Muscovit-Abkühlungsalter in texturreliktischen Metahornfelsgneisen (Muscovit MM 7A und Muscovit MM 78 mit 462 ± 20 m.y. bzw. 474 ± 24 m.y., s.a. S.58 ff). Die Muscovite zeigen Kristallwachstum unter P,T-Bedingungen der Metamorphose an.

Die unterschiedliche petrogenetische Herkunft von Augen- und Paragneis der Liegendserie der MM ist durch die signifikant verschiedenen Sr87/Sr86-Anfangsverhältnisse hinlänglich bewiesen. Die geringe Differenz im Alter zwischen der Intrusion der Augengneisedukte (482 ± 20 m.y.) und der Sr-Isotopenhomogenisierung im Gesteinsbereich der Paragneise der Liegendserie (473 ± 22 m.y.) machen, bei den sich überlappenden 2σ -Fehlerbereichen eine eindeutige Aussage über die Altersfolge der Ereignisse allein daraus nicht möglich. Einen Hinweis zur Klärung der Frage bietet die kontaktmetamorphe Überprägung der Sedimente der Liegendserie.

Ein wasserhaltiges Sediment, diagenetisch verfestigt, bei der Intrusion einer granitischen Schmelze als geschlossenes System zu betrachten, ist unrealistisch. Schon aufgrund der intensiven Kontakterscheinungen, die aus allen Bereichen der Liegendserie beschrieben werden, muß mit einem Sr-Isotopenaustausch zwischen Magmatit und Sediment gerechnet werden.

Eine Verschiebung der Analysenpunkte von kontaktmetamorph überprägten Sedimenten, gegenüber unbeeinflussten, zu höheren Rb/Sr-Werten im Isochronendiagramm wäre zu erwarten. Eine Abweichung der Metahornfelsgneise MM 7A und MM 7B von der Paragneisisochrone ist aber nicht erkennbar. Mit einiger Wahrscheinlichkeit ist die Intrusion der Augengneisedukte daher vor oder zumindest zeitgleich mit der Sr-Isotopenhomogenisierung in den Paragneisen anzusiedeln. Der kontaktmetamorphe Einfluß auf die Sedimente drückt sich somit im Alter der Paragneise nicht aus.

4.4. Überlegungen zum stratigraphischen Alter der Sedimente der Liegendserie.

Das mittlere Rb87/Sr86-Verhältnis der Paragneise der Liegendserie ist ~ 2 . Der Wert errechnet sich aus vier Gesamtgesteinsproben der Isochrone (MM 67 wurde nicht berücksichtigt) und weiteren 14 Proben, deren Rb/Sr-Verhältnisse durch Röntgenfluoreszenz-Analysen bestimmt wurden. Als Umrechnungsfaktor vom Rb/Sr-Verhältnis zum Rb87/Sr86-Isotopenverhältnis wurde der Wert 3 verwendet.

Für den Sedimentationsbeginn resultiert daraus, wie in Abb. 5 (S.39) ersichtlich, ein maximales Alter von 740 m.y.. Als mittleres Sr87/Sr86-Isotopenverhältnis für die Sedimente wurde das Minimum der Sr-Entwicklungslinie des oberen Erdmantels gewählt. Mit großer Wahrscheinlichkeit kann angenommen werden, daß an den Gesteinen der MM präkambrische Sedimente beteiligt sind. Diese Überlegungen haben nur Gültigkeit, wenn man die Paragneise der Liegendserie für den gesamten Zeitraum der Sedimentation als geschlossenes System betrachtet. Wie früher schon angedeutet (S.36), muß wegen der intensiven Kontakterscheinungen an den Sedimenten durch die Intrusionen an der Wende Kambrium/Ordoviz mit einer Beeinflussung des Systems gerechnet werden.

Nimmt man an, das mittlere Rb87/Sr86-Verhältnis in den Sedimenten hat sich durch Alkali-Zufuhr bei der Thermo-metamorphose verdoppelt, so muß mit einem maximalen Sedimentationsalter von 1100 m.y., vielleicht auch älter gerechnet werden.

Zu anderen Ergebnissen gelangt STETTNER (1972) offensichtlich auf geologischem Wege, denn er vergleicht die Paragneise der Liegendserie mit denen der kambrischen "Warmensteinacher Serie" (kambrischer Teil der Arzberger Serie), die nach unten durch die assyntische Diskordanz begrenzt wird. Seinen neuesten Vorstellungen zufolge (STETTNER, 1976), begann die Sedimentation im Varistikum NE-Bayerns möglicherweise erst im Mittelkambrium.

Der für die Sedimentation der Liegendserie verbleibende Zeitraum erscheint nach den Vorstellungen STETTNER's (1972, 1976) etwas kurz (minimal 4 m.y., maximal 54 m.y.; siehe dazu Abb. 6, S.40), da mit dem Einsetzen der Intrusionen in die Liegendserie ein Großteil ihrer Sedimente bereits abgelagert sein sollte. Für den Beginn des Intrusionszyklus ist nach dem Sr-Entwicklungsdiagramm der Magmatite (Abb. 7, S.46) ein mittelkambrisches Alter (526 ± 10 m.y.) anzusetzen.

Die Ergebnisse der Alterbestimmung entsprechen eher den Ausführungen von GREILING (1966). Er findet für eine assyntische Orogenese im Saxothuringikum keine überzeugenden Belege, rechnet daher für den Bereich des Frankenwaldes mit einer langen Geosynklinalgeschichte und einer mächtigen jungpräkambrischen Sedimentation. Außerdem vermutet er den Einsatz des initialen Vulkanismus in der "Bayrischen Fazies" schon im Kambrium (entspricht möglicherweise den Edukten der Eklogite) und führt eine besonders starke Tätigkeit im tieferen Ordoviz an (Gesteine der Hangendserie der MM).

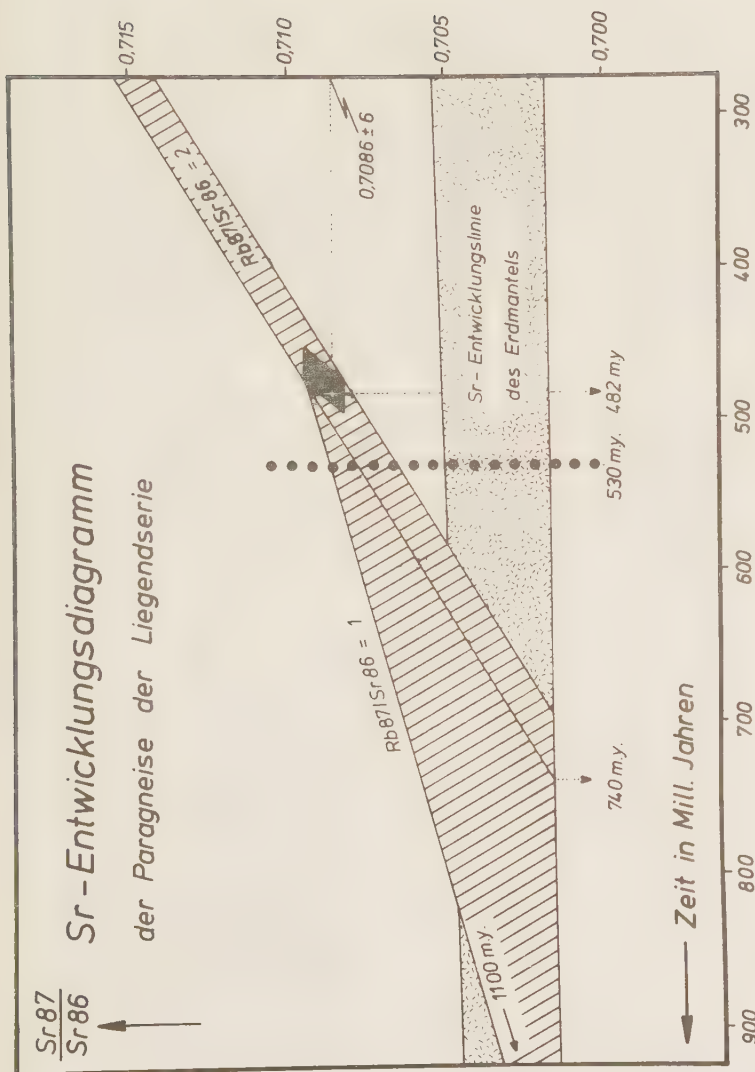


Abb. 5: Sr-Entwicklungsdiagramm der Paragneise der Liegendserie
Erläuterungen dazu siehe Text S.35 und 37 ff.

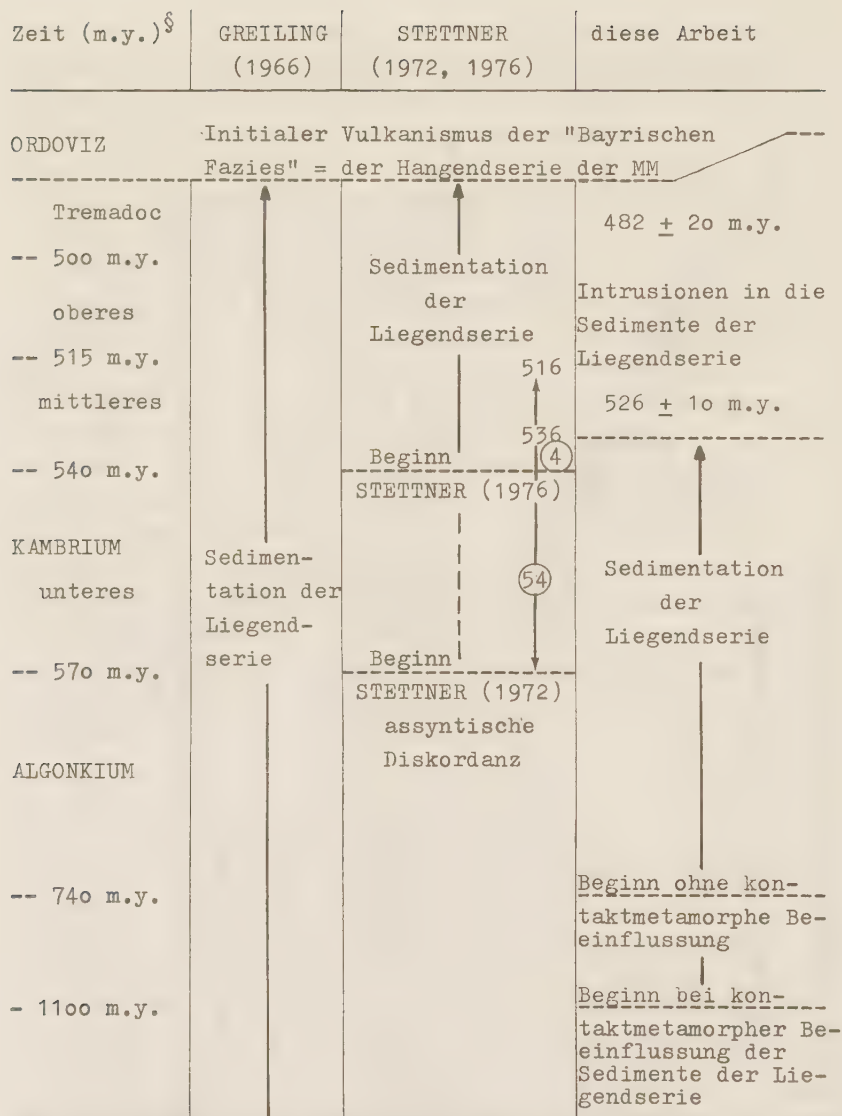


Abb. 6: Graphik zum Alter der Sedimente der Liegendserie der MM, ein Vergleich der Vorstellungen von STETTNER (1972, 1976), GREILING (1966) und dieser Arbeit.

[§] Werte nach der Zeitskala von EYSINGA (1975)

5. Das Gesamtgesteinsalter des Metagranodiorit von Weicken- reuth

Zur Bestimmung des Gesamtgesteinsalters des Metagranodiorit von Weickenreuth wurden an der Probe MM 9E, die von den großen Blöcken am Waldrand südlich Weickenreuth stammt (anstehendes Gestein ist nicht aufgeschlossen) das Gesamtgestein sowie die Minerale Apatit, Kalifeldspat, Biotit und Muscovit analysiert. Mit diesen Daten läßt sich über das Alter des Metagranodiorit folgendes aussagen:

- 1) Biotit und Gesamtgestein ergibt einen Alterswert von 456 ± 18 m.y. (siehe Abb. 10, S.59). Unter der Voraussetzung, daß das Rb/Sr-System Biotit und Gesamtgestein nicht sekundär beeinflusst wurde, also kein Verlust oder Gewinn von Sr oder Rb aufgetreten ist, kann dieses Alter als Minimalalter der Intrusion angesehen werden.
- 2) Zeichnet man im Isochronendiagramm der Abb. 3, S.17 durch den Punkt des Gesamtgesteins von MM 9E und dem niedrigst möglichen Sr87/Sr86-Anfangsverhältnis zu diesem Zeitpunkt von ca. 0.702 eine Gerade, so kann aus deren Steigung das Maximalalter der Intrusion abgelesen werden. Die Steigung entspricht einem Alter von 540 ± 16 m.y. (1 σ).
Zusätzlich gibt GEBAUER (mündliche Mitteilung, 1977) für die Kristallisation eines Monazit aus der Granodioritschmelze ein Alter von 495 ± 20 m.y. an (Fehler angenommen).

Man kann also den Zeitpunkt der Intrusion des Granodiorit auf das Intervall von 456 ± 18 m.y. bis 540 ± 16 m.y. eingrenzen.

Eine weitere Einengung des Intrusionszeitpunktes könnte nur durch die Aufstellung einer Gesamtgesteinsisochrone des Metagranodiorit erzielt werden. Bei den Röntgenfluoreszenz-Voruntersuchungen der Gesteinsproben ergab sich nur eine sehr geringe Streuung im Rb/Sr-Verhältnis. Die Rb87/Sr86-Verhältnisse von 14 Proben von verschiedenen Lokalitäten variierten nur zwischen 1.9 und 3.7 (Mittelwert = 2.6). Eine Gesamtgesteinsisochrone wäre aus diesem Grund mit einem hohen Fehler im Alter behaftet, so daß der Intrusionszeitraum nicht wesentlich stärker eingeengt werden kann. Eine Gesamtgesteinsisochrone des Metagranodiorit wurde deswegen nicht aufgestellt.

6. Die Entwicklung der Magmatite der Liegendserie

These:

Der Eklogit als Gabbro oder Basalt, der Metagranodiorit als Diorit mit assimiliertem Krustenmaterial und der Augengneis als Granit gehören einem gemeinsamen Intrusionszyklus an und sind durch Differentiation direkt voneinander abzuleiten.

Der Beweis dieser These kann wie folgt geführt werden (siehe dazu Abb. 7, S.46):

Eklogit:

GEBAUER (mündliche Mitteilung, 1977) bestimmte die U/Pb-Alter an Zirkonen aus dem Eklogit vom Weißenstein und dem Metagabbro vom Steinhügel. Er gibt für die magmatische Kristallisation der Zirkone (oberer Schnittpunkt der Discordia mit der Concordia) ein Alter von 526 ± 10 m.y. an (Fehler angenommen). Die gleichzeitige Rb/Sr-Analyse an Hornblenden und Phengiten aus dem Eklogit liefert ein Sr87/Sr86-Anfangsverhältnis von 0.704 ± 0.001 für ihre Regressionsgerade (Alter ca. 369 m.y.). Für das mittlere Sr87/Sr86 - Verhältnis des Gesamtgesteins (Eklogit) vor 369 m.y. ist daher auch annähernd dieser Wert anzunehmen.

Der Wert des Sr87/Sr86-Verhältnisses des Eklogit steht in guter Übereinstimmung mit heute gemessenen Werten an ozeanischen Basalten. In einer Zusammenstellung der Sr87/Sr86-Verhältnisse an Basalten (HOFMANN et al., 1975) ergibt sich für die ozeanischen Inselbasalte ein Streubereich von 0.703 bis 0.706, mit einem Häufungsmaximum bei 0.7035. Die Basalte vom Ozeanboden variieren zwischen 0.702 und 0.7035.

ALLSOPP et al. (1969) bestimmt das Sr87/Sr86-Isotopenverhältnis des Eklogit vom Weißenstein mit 0.706 ± 0.001 . Meines Erachtens handelt es sich bei dem angegebenen Wert des Eklogites nicht um das primäre Isotopenverhältnis der ehemaligen basaltischen Schmelze, sondern es wurde bei der metamorphen Überprägung durch Sr87-Zufuhr erhöht. Auch MATTHES et al. (1974) sprechen von allochemischen Reaktionen im fortgeschrittenen Abbaustadium des Eklogit. Hinweise darauf finden sich auch bei ALLSOPP et al. (1969) selbst, wo sich für die Berechnung einer Regressionsgeraden aus Omphazit, Granat und dem Gesamtgestein ein negativer Alterswert ergibt. Auch für zwei Gesamtgesteinsproben untereinander resultiert eine negative Steigung im Isochronendiagramm.

Der Mittelwert für das Rb87/Sr86-Verhältnis des Eklogit ist nach ALLSOPP et al. (1969) und MATTHES et al. (1974) mit ca. 0.1 anzusetzen (siehe Tabelle 3, S.48).

Mit $Sr87/Sr86 = 0.704$ und $Rb87/Sr86 = 0.1$ ergibt sich für das Sr87/Sr86-Anfangsverhältnis der "ozeanischen Tholeiite" (Edukte der Eklogite der MM nach MATTHES et al., 1974) vor 526 ± 10 m.y. ein Wert von 0.7038 ± 0.001 (siehe auch Abb. 7).

Metagranodiorit:

Das Intrusionsalter wird durch die Kristallisation eines Monazit aus der Schmelze vor 495 ± 20 m.y. angezeigt (GEBAUER, mündliche Mitteilung, 1977). Für diesen Zeitpunkt errechnet sich ein Sr87/Sr86-Initialwert von 0.7045 ± 0.001 für den Metagranodiorit. Dieser niedrige Wert liegt im Bereich der Sr-Entwicklungslinie des oberen Erdmantels (FAURE & HURLEY, 1963) und deutet, wie schon bei den Augengneisen auf ein Differentiationsprodukt des oberen Mantels hin. Mit der Aufnahme von Krustenmaterial einer mittleren Sr87/Sr86-Zusammensetzung muß gerechnet werden.

Reiche Nebengesteinseinschlüsse im Aufschlußniveau des Metagranodiorit veranlaßten STETTNER (1960 b) den granodioritischen Gesteinschemismus auf die Assimilation von Nebengestein zurückzuführen. Bei der Aufnahme größerer Mengen von Krustenmaterial muß der Charakter der Schmelze saurer geworden sein. Der granodioritische Chemismus des Intrusivgesteins von Weickenreuth wird daher als ursprüngliche Diorit-Schmelze mit assimiliertem Krustenmaterial interpretiert.

DALY (1972) gibt für die Genese granodioritischer Magmen mehrere Modellvorstellungen an. Die größte Wahrscheinlichkeit billigt er einer "differentiation of mixtures of basaltic magma with secondary magmas, formed by selective fusion and assimilation of the varied rocks of the crust, including crystallized basalt" zu.

Augengneis:

Die Isochrone mit 482 ± 20 m.y. läßt eine Sr-Isotopen-homogenisierung im Gesteinsbereich erkennen. Sie ist mit der Intrusion der granitischen Schmelze gleichzusetzen. Das $\text{Sr}87/\text{Sr}86$ -Anfangsverhältnis beträgt 0.7061 ± 0.0008 . Das mittlere $\text{Rb}87/\text{Sr}86$ -Verhältnis, berechnet aus den 7 Gesamtgesteinsproben der Isochrone und Rb/Sr -Analysen mittels Röntgenfluoreszenz an weiteren 12 Augengneisen ist ~ 6 .

Die Werte der Magmatite der Liegendserie sind alle im Sr-Entwicklungsdiagramm der Abb. 7 (S.47) und in der Tabelle 3 (S.48) eingetragen. Das Diagramm verdeutlicht die schrittweise Differentiation von Basalt (MATTHES et al., 1974) oder Gabbro (GEBAUER, mündliche Mitteilung, 1977) nach (Grano-)Diorit und Granit entlang der jeweiligen $\text{Rb}87/\text{Sr}86$ -Entwicklungslinie. Dabei kommt es nicht nur zu einem stetigen Ansteigen des Rb/Sr -Verhältnisses, sondern auch die Gehalte für Rb und Sr verhalten sich dem Differentiationstrend entsprechend (FAURE & POWELL, 1972; siehe dazu Tabelle 3).

Für den Ablauf des Intrusionszyklus wäre folgende Modellvorstellung denkbar.

Aufstieg eines basaltischen Magmas aus dem Erdmantel in die Kruste im Präkambrium oder frühen Kambrium. Differentiation in einer Magmenkammer, anschließend Intrusion der basischen Anteile vor 526 ± 10 m.y. in ein hohes Niveau der Kruste. Das in der Kammer verbleibende Magma differenziert weiter, wobei sich der dioritische Chemismus der Schmelze durch Assimilation von Krustenmaterial zum granodioritischen hin verändert. Die Granodiorit-schmelze intrudiert vor 495 ± 20 m.y. in die Sedimente der Liegendserie der MM. Kurz darauf (vor 482 ± 20 m.y.) dringt die granitische Restschmelze in die schwach regionalmetamorph aufgeheizten Sedimente ein.

Dieser Intrusionszyklus leitet den initialen effusiven Vulkanismus im Ordoviz der "Bayrischen Fazies" des Frankenwaldes ein.

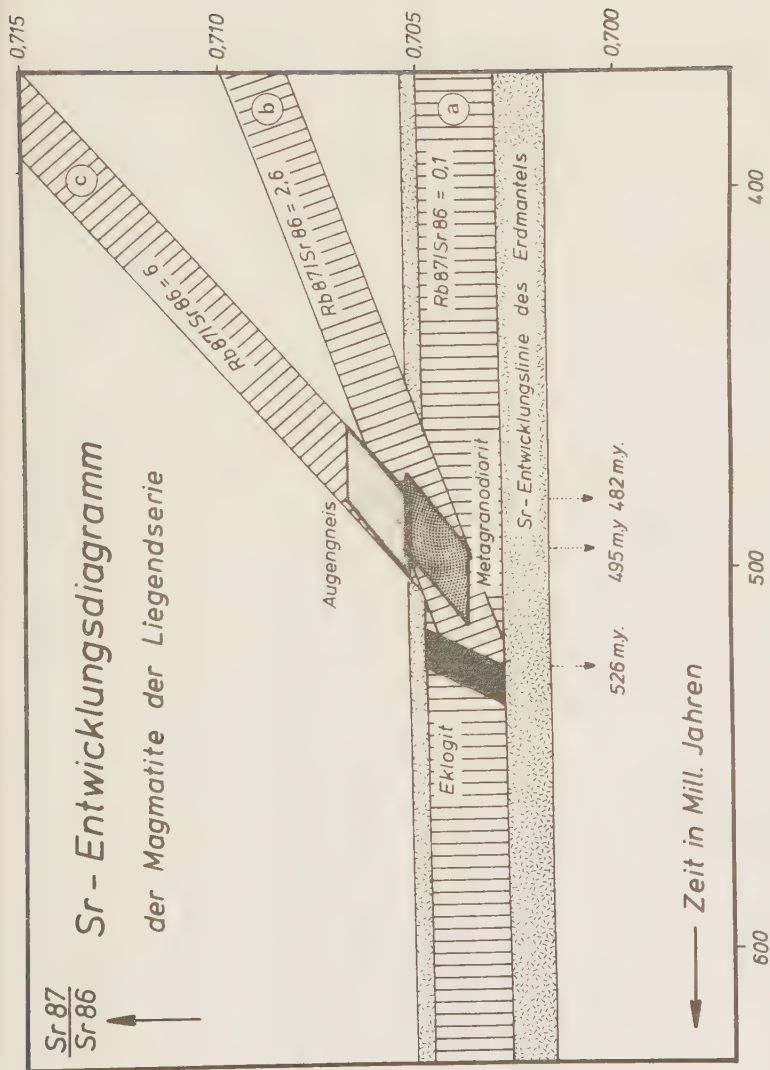


Abb. 7: Sr-Entwicklungsdiagramm der Magmatite der Liegendserie. Es ist möglich den Eklogit, den Metagranodiorit und den Augengneis durch Differentiation aus einem gemeinsamen, basaltischen Stammagma abzuleiten. Sr-Entwicklungslinien von (a) Eklogit, (b) Metagranodiorit, (c) Augengneis

6.1. Tabelle 3: Die Magmatite der Liegendserie

Gesteinstyp	(Sr87/Sr86) _{init.}	(Rb87/Sr86) _m	Sr (ppm)	Rb (ppm)	Intrusions- alter (m.y.)
Eklogit	0.7038 ± 0.001 ^x	0.11 (1) ⁺ 0.12 (14) &	188 (1) ⁺ 124 ± 40 (39)&	7 (1) ⁺ 5 ± 1 (14)&	526 ± 10 [§]
Metagrano- diorit	0.7045 ± 0.001 ^x	2.6 (14)	125 (14)	118 (14)	495 ± 20 [§]
Augengneis	0.7061 ± 0.0008	6.0 (19)	80 (19)	152 (19)	482 ± 20

⁺Werte nach ALLSOPP (1969), massenspektrometrisch gemessen

&Werte nach MATTHES et al. (1974), Röntgenfluoreszenz-Analysen (Umrechnungsfaktor von

Rb/Sr nach Rb87/Sr86 = 3)

[§]Werte nach GEBAUER (mündliche Mitteilung), Fehler angenommen = 2σ

^xWerte errechnet

(n) Zahlen in Klammern geben die Anzahl der Meßwerte wieder

7. Das Alter der Gesteinsproben aus der Hangendserie der MM

7.1. Diskussion und Interpretation der Modellisochrone IV

7.1.1. Diskussion der Modellisochrone IV

Zur Aufstellung einer Gesamtgesteinsisochrone für die Hangendserie der MM wurden Proben aus sauren, hornblende-freien Gneislagen der unteren Hornblende-Gneise und aus dem Horizont der Grenzgneise zwischen unteren und oberen Bändergneisen gewählt.

Von den 6 Proben der Hangendserie entstammen vier dem Grenzgneis, dies sind MM 4A, MM 4B, MM 71 und MM 79. Berechnet man eine Regressionsgerade allein aus den vier Grenzgneisproben, so ergibt sich ein Modellalter von 425 ± 16 m.y. und ein Sr87/Sr86-Anfangsverhältnis von 0.7125 ± 0.0006 (Modellisochrone IV/1 in Tabelle 2, S.21). Prüft man die Lage der Proben MM 74 und MM 55B aus hornblendefreien Lagen der unteren Bändergneise der Hangendserie im Isochronendiagramm, so erkennt man, daß MM 55B auf der Modellisochrone IV/1 liegt ($\chi^2 = 0.26$), MM 74 dicht daneben ($\chi^2 = 1.78$).

Versucht man aus allen 6 Proben der Hangendserie der MM eine gemeinsame Gesamtgesteinsisochrone zu berechnen, so ergibt sich die Modellisochrone IV/2 (Abb. 8, S.50) mit einem Alterswert von 421 ± 14 m.y. Das Sr87/Sr86-Anfangsverhältnis ist 0.7129 ± 0.0006 . Die individuellen χ^2 -Werte zeigen, daß alle Punkte innerhalb des 1σ -Fehlers auf der Isochrone liegen. Den höchsten χ^2 -Wert besitzt die Probe MM 74 mit 0.87; χ^2_m für die alle Punkte der Isochrone beträgt 0.74.

Die Werte aus den χ^2 -Test zeigen, daß die Konstruktion einer Gesamtgesteinsisochrone aus allen 6 Proben der hellen Gneislagen der Hangendserie zulässig ist.

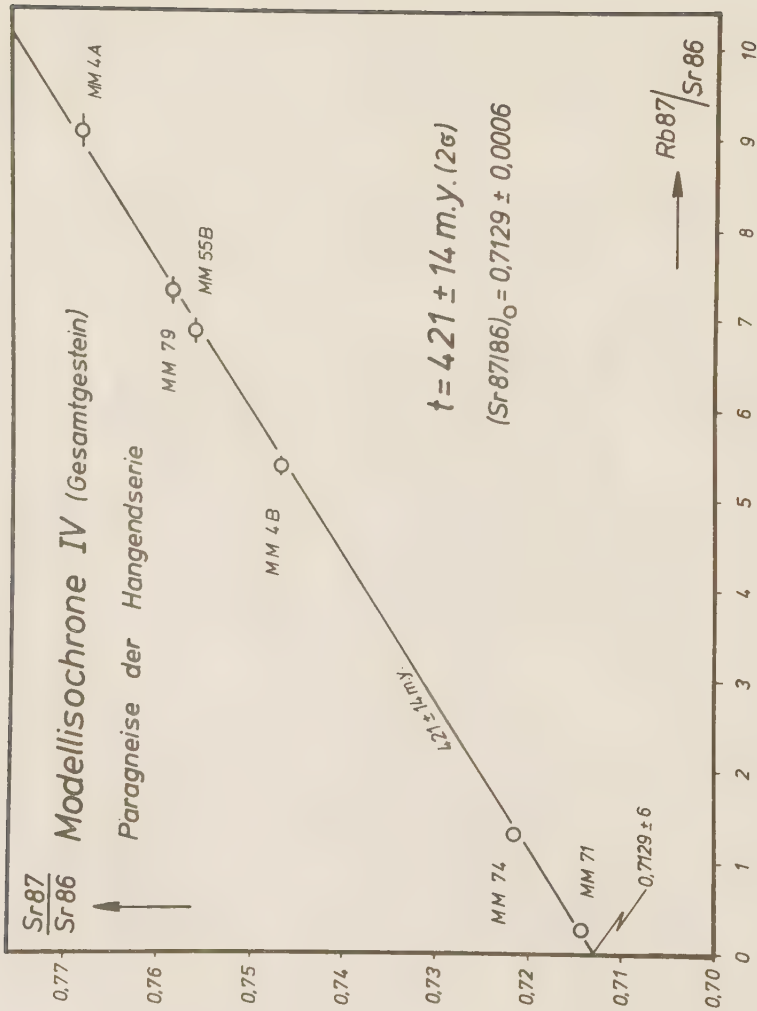


Abb. 8: Modellisochrone IV - Gesamtsteinsisochrone der hellen Gneise der Hangendserie. Fehlerangaben $\pm 2\sigma$;
 $\lambda_{\text{Rb}87} = 1.47 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$.

7.1.2. Interpretation der Modellisochrone IV

Wie das Isochronendiagramm in Abb. 8 zeigt, kommen die vier Grenzgneisproben und Gesteine aus anderen hellen Lagen der unteren Bändergneise auf eine gemeinsame Gesamtgesteinsisochrone mit dem Alter von 421 ± 14 m.y. zu liegen. Der Alterswert liefert uns den Zeitpunkt der letzten Sr-Isotopenhomogenisierung im Gesteinsbereich der Paragneise aus der Hangendserie der MM während der Diagenese oder einer schwachen metamorphen Überprägung der Sedimente.

Nach der Zeitskala von EYSINGA (1975) fällt dieses Alter in das Silur, an die Wende Valent/Wenlock. Der Zeitpunkt für die Isotopenhomogenisierung im Gestein erscheint seltsam, da für das Silur der "Bayrischen Fazies" im frankenwälder Paläozoikum eine tektonisch ruhige Zeit angegeben wird (GREILING, 1966). Allein die besonders küstenferne Lage der "Bayrischen Fazies", gekennzeichnet durch den außergewöhnlichen Reichtum an Lyditen (WURM, 1961; GREILING, 1966; PFEIFFER, 1968) macht eine stärkere Absenkung im Silur wahrscheinlich. In den darunter lagernden Schichten des Ordoviz kommt es dabei durch die beginnende Aufheizung der Sedimente zu der angezeigten Sr-Isotopenhomogenisierung im Gesteinsbereich.

Als maßgebliche Ursache für den Temperaturanstieg im Bereich der MM wäre auch der Aufstieg einer Wärme front denkbar. Sie wird durch in die Kruste eindringende Manteladiapire hervorgerufen (KREBS, 1973 und 1976; näheres siehe S.56 ff).

7.2. Überlegungen zum stratigraphischen Alter der hellen Gneise der Hangendserie

Übertragen wir die gemessenen Daten der Paragneise der Hangendserie vom Isochronendiagramm in ein Sr-Entwicklungsdiagramm (Abb. 9, S.53), so lassen sich Rückschlüsse auf deren Sedimentationsgeschichte ziehen. Aus einem mittleren Rb87/Sr86-Verhältnis von ~ 5 resultiert für die Paragneise der Hangendserie ein maximales Sedimentationsalter von 585 m.y. Als minimalen Durchschnittswert für das Sr87/Sr86-Isotopenverhältnis der Sedimente der Hangendserie wurde dabei das Minimum des Sr-Entwicklungsbereichs des oberen Erdmantels gewählt. Das mittlere Rb87/Sr86-Verhältnis ergibt sich aus den 6 massenspektrometrisch bestimmten Werten der Isochrone, sowie weiteren 10 Werten an Proben der Hangendserie gleichen Typs, die durch Röntgenfluoreszenz-Analyse ermittelt wurden.

Die Möglichkeit einer nicht repräsentativen Bestimmung des mittleren Rb87/Sr86-Verhältnisses außer Acht gelassen, ergibt für die Sedimentation der Paragneise der Hangendserie den Zeitraum von 585 m.y. bis 421 ± 14 m.y.

Zum Vergleich sei der auf stratigraphischem Weg ermittelte Sedimentationszeitraum der Hangendserie der MM angeführt. EMMERT & STETTNER (1968), HORSTIG & STETTNER (1970) und STETTNER (1972) sehen in der Hangendserie der MM die stärker metamorphen Äquivalente tuffitischer und magmatogener Serien. Möglich ist infolgedessen eine Parallelisierung mit der präkambrischen Splitserie des Fichtelgebirges, dem oberen Devon oder dem Ordoviz der "Bayrischen Fazies" des Frankenwaldes. Der letzten Möglichkeit wird die größte Wahrscheinlichkeit eingeräumt.

Die Alterdatierungen haben die Annahmen der petrographischen Bearbeiter der MM bestätigt. Die Gesteine der Hangendserie der MM können als Äquivalente des Ordoviz der "Bayrischen Fazies" des Frankenwaldes (Randschieferserie) angesehen werden.

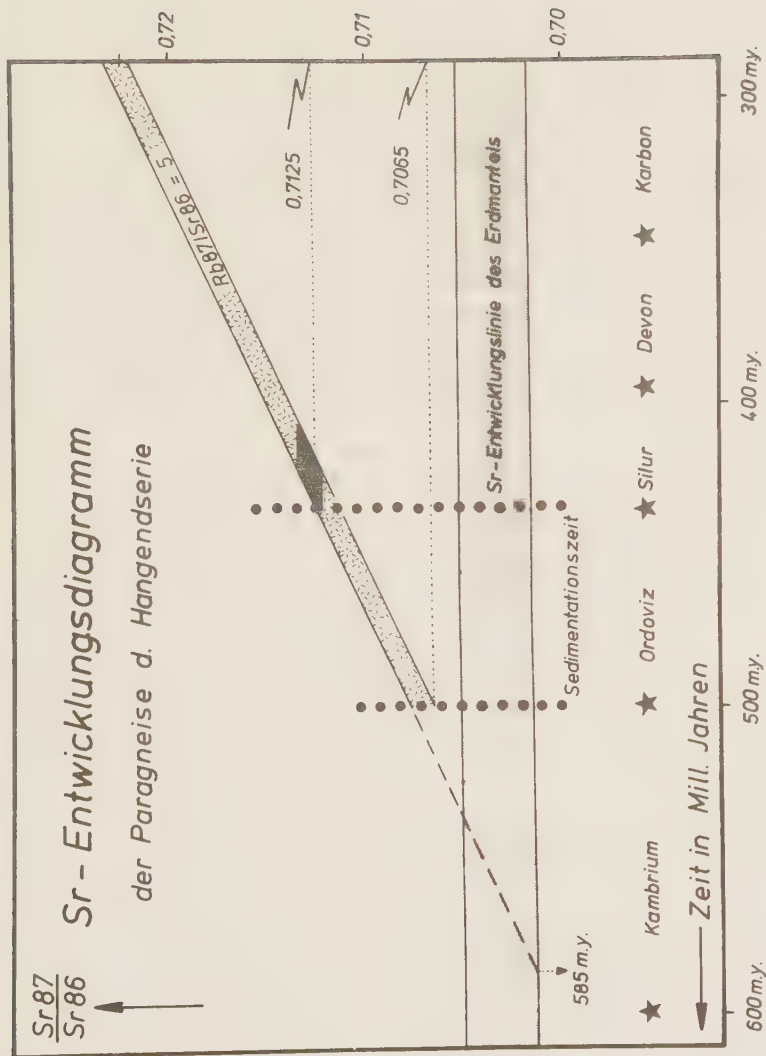


Abb. 9: Sr-Entwicklungsdiagramm der Paragneise der Hangendserie. Die senkrechten "Punkt-Linien" geben den wahrscheinlichen Sedimentationszeitraum aus stratigraphischer Sicht an. Zwischen 0.7065 und 0.7125 lagen die $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ -Verhältnisse im damaligen Sediment.

Aus petrographischer Sicht ist die Beteiligung jüngerer Schichtglieder als Ordoviz an der Hangendserie der MM, etwa Silur (Metakieselschiefer) und nachordovizische basische Magmatite möglich (STETTNER, 1972). WURM (1961) dagegen schließt jüngere Sedimente als Ordoviz aus, da sich die Kieselschiefer des Silur als 30 bis 40 m mächtige Graphitschiefer in der Hangendserie herausheben müßten. Sieht man dies im Zusammenhang mit dem Alter der Paragneise der Hangendserie (421 ± 20 m.y.), so erfolgte ihre Sr-Isotopenhomogenisierung im Gesteinsbereich zum oder nach dem Ende der Sedimentation (STETTNER, 1972) oder mit zeitlichem Hiatus darauf (WURM, 1961). Die Diagenese oder eine anchimetamorphe Überprägung muß somit die Ursache für die Homogenisierung der Sr-Isotope in den hellen Gneislagen der Hangendserie der MM gewesen sein.

Von Interesse wäre noch zu wissen, welche Rolle die mächtigen Lagen basischer Gesteine in der Hangendserie bei der Homogenisierung der Sr-Isotope in den Sedimenten gespielt haben. Für die Sedimentationszeit, die aus einleuchtend petrographischen und geologischen Gründen (siehe oben genannte Autoren u.a.) weitgehend auf das Ordoviz zu beschränken ist, kann für die untersuchten Gesteine der Hangendserie mit einem mittleren $\text{Sr}87/\text{Sr}86$ -Isotopenverhältnis zwischen 0.7065 und 0.7125 gerechnet werden (siehe punktierte Linien in Abb. 9). Ein $\text{Sr}87/\text{Sr}86$ -Isotopenverhältnis von ca. 0.704 ± 0.001 kann dagegen für ein Eklogitvorkommen bei Fattigau in den unteren Bändergneisen für den Sedimentationszeitraum angesetzt werden (errechnet aus den Messungen von ALLSOPP et al., 1968 mit $\text{Sr}87/\text{Sr}86 = 0.705 \pm 0.001$ und $\text{Rb}87/\text{Sr}86 = 0.1$). Die Sr-Isotopenverhältnisse zeigen, daß es zwischen den basischen Gesteinen und den sedimentären Lagen der Bändergneise, wie zu erwarten, zu keinem vollständigen Sr-Isotopenaustausch gekommen ist.

BRACK (1977) konnte an den Gesteinen des Altkristallins der Schobergruppe (Österreich) zeigen, daß Amphibolite und Eklogite wahrscheinlich aufgrund ihrer Materialeigenschaften ihren ursprünglichen Sr87/Sr86-Initialwert ungestört über metamorphe Prozesse konservieren können.

Abschließend seien noch einige allgemeine Worte zum mittleren Sr87/Sr86-Isotopenverhältnis gesagt, das zur Berechnung des maximalen Sedimentationsalter von Paragesteinen verwendet wird (minimaler Sr87/Sr86-Wert im Sr-Entwicklungsbereich des oberen Erdmantels). GRAUERT (1974) erscheint dieser niedrige Wert unter bestimmten Voraussetzungen unrealistisch. Er verwendet für das mittlere Sr87/Sr86-Isotopenverhältnis der Paragneise des Arber-Kaiterbergzuges als niedrigsten Wert 0.705 und begründet dies u.a. (1) mit der Monotonie der Sedimente und deren hohen durchschnittlichen Rb/Sr-Verhältnissen ($Rb87/Sr86 = 4.5$) und (2) mit dem hohen Alter des Liefergebietes. Vergleicht man die Verhältnisse in den hellen Gneisen der Hangendserie mit denen der Paragneise des Arber-Kaiterberg-Zuges, so zeigen sich verblüffende Übereinstimmungen. Das Rb87/Sr86-Verhältnis (1) der hellen Gneise der Hangendserie der MM ist ~ 5 . (2) WURM (1961) bezieht die Sedimente aus einer größeren Landmasse im Nordwesten und deutet sie gewissermaßen als Vorläufer der Mitteldeutschen Schwelle.

Ein ähnlich hoher Wert, wie ihn GRAUERT (1974) für das mittlere ursprüngliche Sr87/Sr86-Isotopenverhältnis ansetzt, wäre somit für die Sedimente der Hangendserie ebenfalls denkbar. Ein weiterer Hinweis auf ein ursprünglich hohes mittleres Sr87/Sr86-Isotopenverhältnis der Paragneise der Hangendserie ergibt sich aus der Begrenzung der Sedimentationszeit der Hangendserie durch petrographische Vergleiche mit der Umgebung der MM auf das Ordoviz. Für ein maximales Sedimentationsalter von 500 m.y. errechnet sich für das ursprüngliche, mittlere Sr87/Sr86-Isotopenverhältnis der Sedimente der Hangendserie ein Wert von 0.707 ± 0.001 .

8. Mineralanalysen aus den Gesteinen der Münchberger Gneismasse

Mit der Rb/Sr-Datierungsmethode ist man in der Lage, neben Analysen von Gesteinsproben, die uns Auskunft über die Bildung eines Gesteins liefern, durch Analysen einzelner Mineralfraktionen u.a. ein sekundäres thermisches Ereignis zu belegen.

Das zur Zeit t_1 gebildete Gestein wird zu einem späteren Zeitpunkt t_2 metamorph überprägt, wobei sich die Minerale neu bilden, aber kein Materialtransport über den mm-Bereich hinaus stattfindet. Eine Gesteinsprobe als Ganzes stellt in diesem Fall ein geschlossenes System dar, innerhalb dessen eine Neuverteilung von Rb und Sr auf die einzelnen Minerale stattgefunden hat (WENDT, 1972). Man erhält Mineralalter, die dem Ereignis zum Zeitpunkt t_2 zuzuordnen sind.

8.1. Thermische Ereignisse in der Entwicklung der MM

Die Mineralparagenesen in den Gneisen, den Amphiboliten und Eklogiten der MM lassen eine kräftige metamorphe Überprägung erkennen.

Die regionale Aufheizung einer Gesteinsfolge wird gewöhnlich dem Stadium der tiefen geosynklinalen Einsenkung zugerechnet ("Stilleorogen"). Mit Beginn der Orogenese kommt es zur Änderung der Zustandsbedingungen in den Mineralen der Gesteinsfolge. Beim Absinken der Temperatur unter einen kritischen Bereich schließt das System für den Rb- und Sr-Austausch zwischen den Mineralen. Der Austausch des radiogenen Sr^{87} zwischen den verschiedenen Mineralen entlang ihrer Korngrenzen ist dann nicht mehr meßbar. Diesen Zeitpunkt der Schließung des Mineralsystems datiert die Altersangabe eines Minerals.

Der geschilderte Vorgang einer synorogenen Metamorphose entspricht der varistischen Metamorphose im Saxothuringikum.

Neben dem Typ der varistischen Orogenese, wo Metamorphose und Gebirgsbildung koinzidieren, gibt es metamorphe Überprägungen ohne Faltung. Die kaledonische Metamorphose muß diesem Typ zugerechnet werden, denn überall wo eine stratigraphische Folge von Kambrium oder Ordoviz bis Devon oder Karbon anzutreffen ist, wie im Saxothuringikum, den Vogesen, der Bretagne, den Montagne Noire, den Pyrenäen oder NW-Spanien, fehlen Diskordanzen. Daher ist eine kaledonische Faltung auszuschließen.

ZWART (1976) macht den Vorschlag, den Begriff "ordovizisches thermisches Ereignis" für die regionale Aufheizung im frühen Paläozoikum zu gebrauchen. Hand in Hand mit diesem thermischen Ereignis in den oben genannten Gebieten geht die Intrusion von Graniten, die durch die varistische Orogenese überprägt, heute als Orthogneise vorliegen. Möglicherweise gibt es direkte Verbindungen zwischen der kaledonischen Metamorphose und der altersgleichen Intrusion der Granite. Primäre Gründe für den erhöhten Wärmefluß in der Kruste im frühen Paläozoikum könnten in Mantelaktivitäten wie Manteldiapiren zu suchen sein (ZWART, 1976).

Ganz ähnliche Modellvorstellungen entwickelt KREBS (1973 und 1976). Er geht von aufsteigenden Manteldiapiren aus, die er im mittel-europäischen Grundgebirge als unregelmäßig verteilte, isolierte Wärmedome durchgepaust sieht. Sie markieren während der präkambrisch-paläozoischen Geosynklinalentwicklung mehrmals die Zentren einer Regionalmetamorphose und granitischer Intrusionen. Zu diesen ortskonstanten Wärmedomen zählt er neben den Massiven von Wildenfels, Frankenberg und der Eule auch die Münchberger Gneismasse.

Neben der Intrusion prävaristischer Magmatite ist in der MM also höchstwahrscheinlich auch mit mehrphasigen metamorphen Überprägung zu rechnen.

8.2. Kaledonische Mineralalter

Kaledonische Mineralalter sind ausschließlich in den Gesteinen der Liegendserie anzutreffen. Man findet sie im Metagranodiorit sowie den Gneisen des Metahornfelskomplexes (siehe Tabelle 5, S.65).

Die Minerale Apatit, Kalifeldspat, Muscovit und Biotit wurden von der Probe MM 9E des Metagranodiorit abgetrennt und analysiert. Die vier Minerale und das Gesamtgestein fallen nicht auf eine gemeinsame Isochrone (siehe Abb. 10; Erläuterung der in den Abbildungen verwendeten Abkürzungen siehe S.120).

Das Modellalter des Biotit, berechnet mit dem Gesamtgestein, beträgt 456 ± 18 m.y.. Für dieses Modellalter, das zwischen der kambro/ordovizischen Intrusionsphase und der früh-varistischen Metamorphose (siehe S.66 ff) liegt, gibt es grundsätzlich zwei mögliche Interpretationen: entweder handelt es sich (1) um ein "Mischalter" oder (2) ein wahres Abkühlungsalter zum Ausklang eines regionalen thermischen Ereignisses im Ordoviz.

Hinweise auf ein "Mischalter" ergeben sich in unserem Fall aus der Tatsache, daß es innerhalb der Mineralphasen während der varistischen Metamorphose zu keiner vollkommenen Sr-Isotopenhomogenisierung gekommen ist.

Da alle Minerale (Ap, Kf, Bi und Mu) gegenüber der Referenzisochrone der varistischen Metamorphose mit 370 m.y.

Sr87-Gewinn anzeigen, müßte auf eine Sr-Zufuhr mit einem erhöhten Anteil radiogenem Sr87 aus einem benachbarten Gesamtgesteinssystem geschlossen werden. In keiner der untersuchten Proben aus der MM konnte jedoch festgestellt werden, daß es infolge der varistischen Metamorphose zu größeren Stofftransporten über den Mineralbereich hinaus gekommen ist. Es existieren unter den Proben der Gesamtgesteinsisochronen keine diskordanten Gesteinsanalysen. (siehe dazu Abb. 4, S.24 und Abb. 8, S.50).

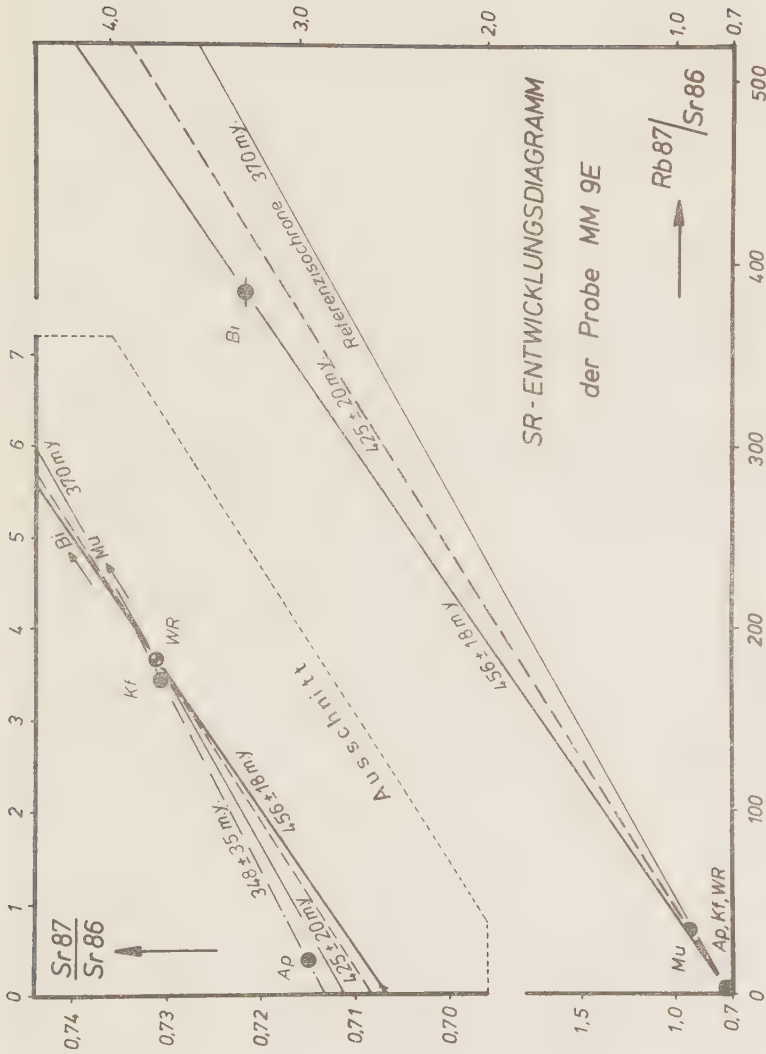


Abb. 10: Sr-Entwicklungsdiagramm der Probe MM 9E - Metagranodiorit.
Die Referenzisochrone ist die Mineralisochrone der Probe MM 2-1
(s.a. Abb. 12, S.67). Fehlerangaben $\pm 2\sigma$; $\lambda_{Rb} = 1.47 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$.

Vorstellbar wäre, daß innerhalb eines Gesteinsbereiches einige Mineralphasen gar nicht (Biotite) oder nur teilweise (Muscovite) am Sr-Isotopenaustausch während der varistischen Metamorphose teilgenommen haben. Zwischen den Mineralen Apatit und Kalifeldspat jedoch scheint es zu einer vollständigen Sr-Isotopenhomogenisierung gekommen zu sein, denn für beide Minerale errechnet sich ein Alter von 348 ± 35 m.y..

In diesem Zusammenhang kann eine mögliche Erklärung für das abweichende Biotitalter von DAVIS & SCHREYER (1962) gefunden werden. Die Untersuchungen ergaben am gleichen Gestein (Metagranodiorit) ein Biotitalter von 360 ± 5 m.y. ($\lambda_{\text{Rb87}} = 1.47 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$).

Der in meiner Arbeit datierte Biotit mit dem Alter von 456 ± 18 m.y. setzt sich ausschließlich aus großen, teilweise ausgelappten Kristallen zusammen. Eine Orientierung der Minerale im Gestein ist nicht zu erkennen. Offensichtlich kam es während der varistischen Metamorphose infolge der Kristallgröße bei mangelnder tektonischer Durchgewegung zu keinem Sr-Isotopenaustausch mit anderen Mineralen. Ein Ausgleich in den Randbereichen des Mineralornes ist nicht auszuschließen, die Auswirkungen auf das Mineralalter dürften jedoch innerhalb des 2σ -Fehlerbereichs liegen. Mikroskopiert man dagegen stärker deformierte Proben des Metagranodiorit, so erkennt man, daß die Biotitgroßkristalle von vielen kleinen sekundär gebildeten Biotitscheiten verdrängt werden. Eine Probe aus diesen Bereichen haben DAVIS & SCHREYER (1962) möglicherweise datiert und das Alter für einen im Mineralbereich völlig homogenisierten Biotit erhalten. Der Alterswert von 360 ± 5 m.y. ist sehr gut mit dem anderer Biotite aus unterschiedlichen Gesteinen der Liegendserie der MM korrelierbar (siehe Fußnote in Tabelle 4, S.64).

Das Modellalter des Biotit der Probe MM 9E von 456 ± 18 m.y. wird als "wahres" Abkühlungsalter einer kaledonischen Metamorphose betrachtet. Folgende Überlegungen können dazu angestellt werden:

Der Zeitpunkt der Intrusion des Metagranodiorit kann am sinnvollsten mit 495 ± 20 m.y. angegeben werden (siehe S.41). Zwischen der Intrusion des Metagranodiorit und der Schließung des Systems für Rb und Sr im Biotit liegt also ein Zeitraum von 39 ± 19 m.y. (1σ). Sieht man das Biotitalter als Abkühlungsalter an, so muß ein thermisches Ereignis den Austausch des radiogenen Sr87 zwischen dem Biotit und seiner Umgebung weiterhin ermöglicht haben. Hinweise auf dieses thermische Ereignis liefert die Sr-Isotopenhomogenisierung in den Sedimenten der Liegendserie der MM vor 473 ± 22 m.y..

Ein weiterer Beweis für die Existenz dieser regionalen Erwärmung im oberen Ordoviz ergibt sich durch kaledonische Mineralalter an zwei Muscoviten aus den Gneisen des Metahornfelskomplexes der Liegendserie. Es sind dies der Muscovit MM 7A mit 462 ± 20 m.y. und der Muscovit MM 78 mit 474 ± 24 m.y. (siehe Abb. 11, S.63)

Konkordanz, und damit ein und derselbe Ursprung, besteht zwischen den Abkühlungsaltern der beiden Muscovite und dem Gesamtgesteinsalter ihrer "Muttergesteine", denn die Glimmer kommen innerhalb des 1σ -Fehlers auf die Paragneisisochrone von 473 ± 22 m.y. zu liegen (MM 78 Mu: $\chi^2 = 0.04$; MM 7A Mu: $\chi^2 = 0.85$).

Nach diesen Vorstellungen sollte dann auch der Muscovit des Metagranodiorit sein kaledonisches Abkühlungsalter bewahrt haben. Dies ist jedoch nicht der Fall bei der von uns analysierten Probe. In der abgetrennten Mineralfraktion erkennt man drei unterschiedliche Muscovittypen:

- a) größere, leicht verbogene Großkristalle, ähnlich denen des Biotit
- b) neugesproßte, kleine Kristalle, oft mit Biotit und Plagioklas verwachsen
- c) feiner Serizit

Die abgetrennte Muscovitmenge aus der Gesteinsprobe war zu gering, um eine völlige Trennung in die einzelnen Typen zu erreichen. Das Modellalter des Muscovit der Probe MM 9E des Metagranodiorit von 425 ± 20 m.y.

(siehe Abb. 10, S.59) ist daher als "Mischalter" anzusehen und hat keinen geologischen Bezug.

Bei einer genügend exakten Abtrennung des Typs a) ist ebenfalls mit einem konkordanten Alter zu rechnen.

Aus den Ergebnissen läßt sich folgender Schluß ziehen:

Trotz intensiver varistischer Metamorphose (Amphibolit-Fazies nach BARROW, siehe WINKLER, 1967) ist es möglich, daß in Biotit- und Muscovitgroßkristallen das primäre Bildungsalter erhalten bleibt, weil es infolge der polymetamorphen Überprägung der sauren Gesteine der Liegendserie der MM zur Ausbildung einer trockenen Mineralfazies mit granulitfaziellen Tendenzen gekommen ist.

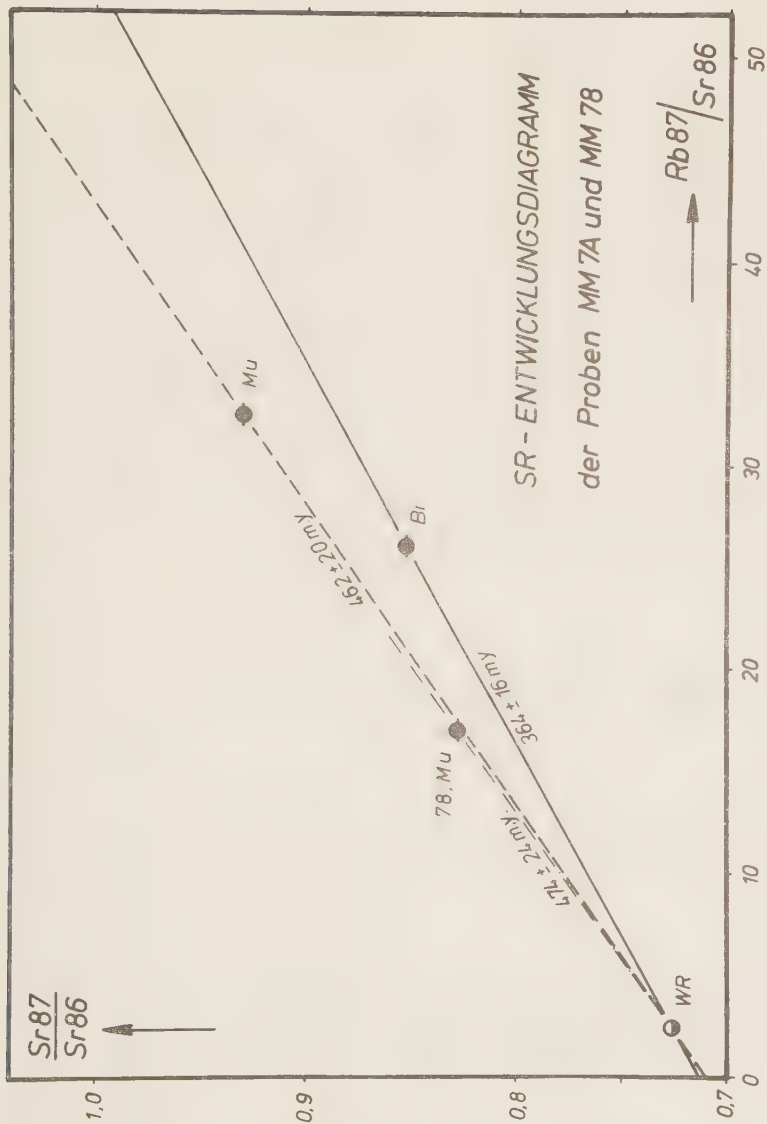


Abb. 11: Sr-Entwicklungsdiagramm der Proben MM 7A und MM 78 - Metahornfels-
Gneis und Muscovitgneis. Beide Muscovit sind konkordant mit der
Modellisochrone II (Abb. 4, S.24).

Fehlerangaben $\pm 2\sigma$; $\lambda_{Rb87} = 1.47 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$.

8.2.1. Tabelle 4: Rb/Sr-Mineralalter aus den Gesteinen der Liegendserie

Proben- nummer	Mineralart	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb87/Sr86	Sr87/Sr86	Alter (m.y.)	Mineral- isochrone
				+ Meßfehler		Min & WR (2σ)	
Augengneise:							
(1σ)							
MM 1D	Muscovit	194.0	106.4	5.29	0.7377 ± 11	381 ± 33 ^Φ	369 ± 14
	Biotit	351.5	12.79	451.86	3.1530 ± 60	367 ± 14 [§]	(Mu, Bi, WR)
MM 2	Muscovit	490.8	12.65	120.72	1.3950 ± 40	381 ± 10 ^Φ	370 ± 8 (Mu, Bi, Kf, Ap und WR)
	Biotit	988.1	6.91	531.51	3.6123 ± 20	369 ± 15 [§]	
	Kalifeldspat	434.1	129.8	9.74	0.7714 ± 9	346 ± 20	
	Apatit	18.9	145.8	0.36	0.7221 ± 14	—	
Paragneise:							
MM 7A	Muscovit	226.5	20.6	32.52	0.9308 ± 12	462 ± 20 [★]	363 ± 14 (Mu, Bi, WR)
	Biotit	174.5	19.6	26.07	0.8524 ± 20	364 ± 16 [§]	
MM 15	Muscovit	152.2	155.2	2.84	0.7317 ± 9	730 ± 250	363 ± 14 (Mu, Bi, WR)
	Biotit	513.7	17.0	91.11	1.1331 ± 11	311 ± 12	
MM 16	Muscovit	125.6	131.2	2.77	0.7258 ± 15	387 ± 58 ^Φ	363 ± 14 (Mu, Bi, WR)
	Biotit	315.8	21.7	43.08	0.9400 ± 32	362 ± 15 [§]	
MM 78	Muscovit	241.0	41.4	17.04	0.8282 ± 6	474 ± 24 [★]	

$\S$ Mittelwert der Biotite der Liegendserie 366 ± 8 m.y. (2σ)

$\star$ Mittelwert der kaledonischen Muscovitalter 468 ± 16 m.y. (2σ)

Φ Mittelwert der Muscovite der Liegendserie 381 ± 12 m.y. (2σ)

8.2.2. Tabelle 5: Rb/Sr-Mineralalter aus den Gesteinen der Liegend- und Hangendserie

Proben- nummer	Mineralart	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb87/Sr86	Sr87/Sr86 (1 σ -Fehler)	Alter (m.y.) Min & WH(2 σ)	Mineral- Isochrone
Liegendserie: Metagranodiorit							
MM 9E	Muscovit	287.1	24.11	35.21	0.9291 $\pm$ 6	425 $\pm$ 20	
		287.4	24.33	34.93	0.9272 $\pm$ 16		
	Biotit	559.0	5.27	384.64	3.2916 $\pm$ 22	456 $\pm$ 18	
	Kalifeldspat	254.4	214.4	3.44	0.7308 $\pm$ 8	348 $\pm$ 35	
	Apavit	17.3	134.3	0.37	0.7150 $\pm$ 9	(Ap & Kf)	
Hangendserie: hornblende-free, saure Paragneise (einschließlich Grenzgneis)							
MM 71	Muscovit	179.0	174.3	2.98	0.7291 $\pm$ 6	373 $\pm$ 40 ^{\$}	
MM 79	Muscovit	274.2	3.51	256.80	2.0965 $\pm$ 42	364 $\pm$ 15 ^{\$}	
MM 74	Muscovit	248.1	225.6	3.19	0.7352 $\pm$ 7	489 $\pm$ 62	
	Biotit	453.4	14.11	96.94	1.1401 $\pm$ 9	297 $\pm$ 12	
	Chlorit	20.4	5.87	10.10	0.7525 $\pm$ 18	238 $\pm$ 16	
Hangendserie: "Albit - Pegmatite"							
MM 19	Muscovit	465.9	51.5	26.27	0.7461 $\pm$ 7	107 $\pm$ 6	
	Plagioklas	2.8	282.8	0.03	0.7048 $\pm$ 8	(19 Mu & Pl)	
MM 18	Muscovit	226.4	41.9	12.70	0.7740 $\pm$ 8	370 $\pm$ 16 ^{\$} (18Mu & 19Pl)	

^{\$}Mittelwert der Muscovite aus der Hangendserie: 369 $\pm$ 10 m.y. (2 σ)

8.3. Varistische Mineralalter

8.3.1. Varistische Mineralalter in den Gesteinen der Liegendserie

8.3.1.1. Die Minerale aus den Augengneisen

Für die Analyse der Minerale aus den Augengneisen wurden die Proben MM 2 und MM 1D ausgewählt, sie beide allein führen Muscovit und Biotit.

Von der Probe MM 2 wurden die Minerale Apatit, Kalifeldspat, Muscovit und Biotit analysiert (Abb. 12, S.67). Zusammen mit dem Gesamtgestein liegen die vier Minerale im Isochronendiagramm auf einer Mineralisochrone mit dem Alter von 370 ± 8 m.y. (Wende Unter-/Mitteldevon). Alle Punkte liegen innerhalb ihres 1σ -Fehlers auf der Isochrone. Für die 5 Analysenpunkte errechnet sich ein mittlerer χ^2 -Wert von 0.93. Die größten Abweichungen von der Geraden zeigen Kalifeldspat ($\chi^2 = 0.96$) und Muscovit ($\chi^2 = 0.93$), wobei erster zu niedrigeren, letzter zu höheren Alterswerten tendiert.

Die Modellalter für Biotit und Muscovit, jeweils mit dem Gesamtgestein MM 2 berechnet ergeben 369 ± 15 m.y. bzw. 381 ± 16 m.y. (s.a. Tabelle 4, S.64).

Von der Probe MM 1D wurden die Minerale Biotit und Muscovit analysiert (Abb. 13, S.68). Die Ergebnisse stehen in guter Übereinstimmung mit denen der Probe MM 2. Für den Biotit errechnet sich mit dem Gesamtgestein ein Modellalter von 367 ± 14 m.y., für den Muscovit 381 ± 33 m.y.. Für Gesamtgestein, Biotit und Muscovit läßt sich eine gemeinsame Regressionsgerade aufstellen, deren Steigung einem Alter von 369 ± 14 m.y. entspricht.

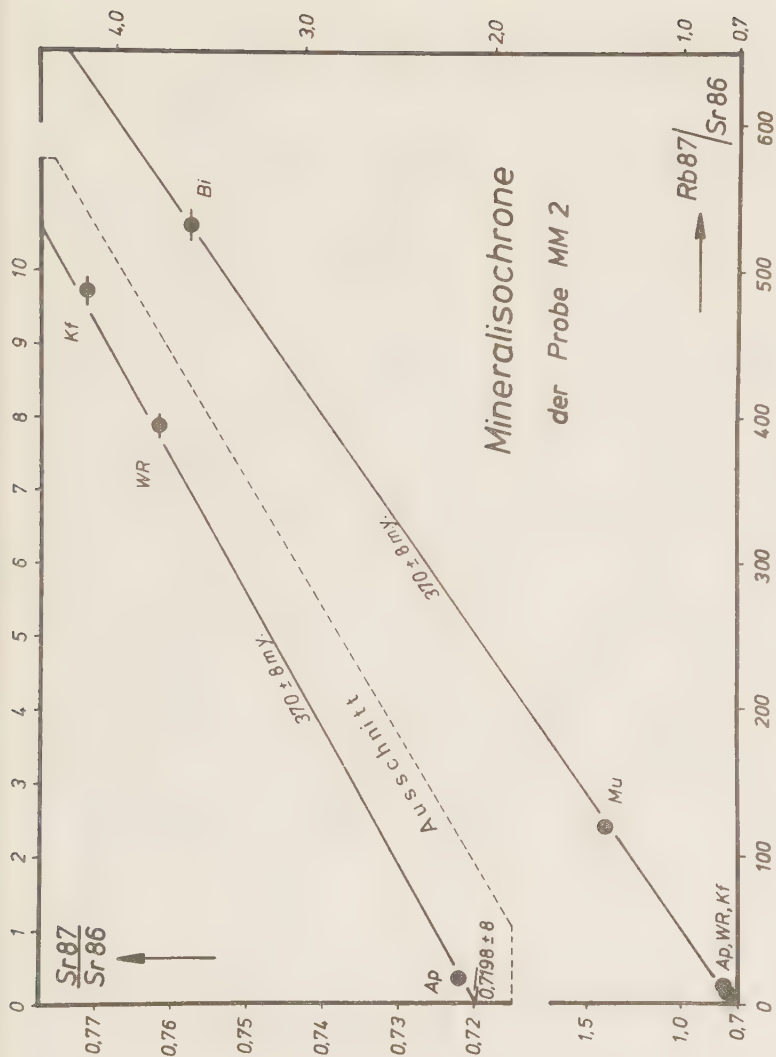


Abb. 12: Mineralisochrone der Probe MM 2 - Augengneis. Alle untersuchten Minerale und das Gesamtgestein kommen auf eine gemeinsame Gerade zu liegen. Fehlerangaben $\pm 2\sigma$;

$$\lambda_{Rb87} = 1.47 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}.$$

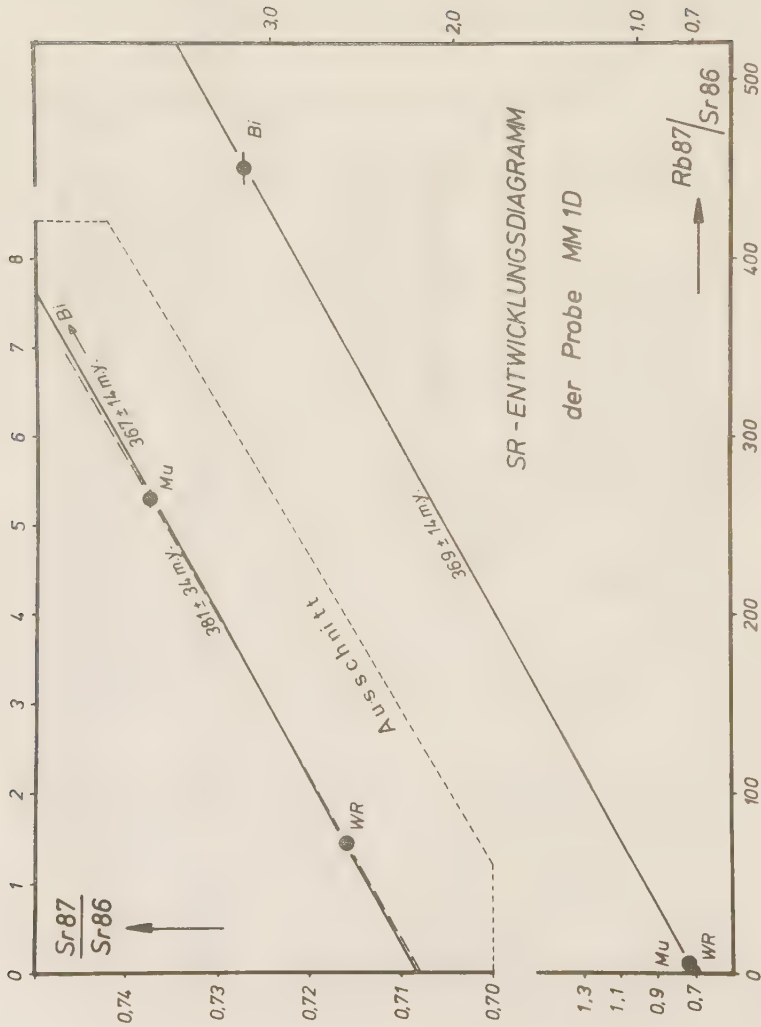


Abb. 13: Sr-Entwicklungsdiagramm der Probe MM 1D - Augengneis.
Fehlerangaben $\hat{=}$ 2σ ; $\lambda_{Rb87} = 1.47 \times 10^{-11} a^{-1}$.

8.3.1.2. Die Minerale aus den Paragneisen

Für die Analyse von Mineralen aus den Paragneisen der Liegendserie wurden die Proben MM 7A, MM 16 und MM 15 ausgewählt, da in ihnen neben Muscovit auch Biotit zu finden ist.

Das Biotit-Modellalter von 364 ± 16 m.y. der Probe MM 7A reiht sich gut in die bisherigen Werte ein (Abb. 11, S.63). Der Muscovit, der zu den texturreliktischen Metasedimenten zählenden Probe hat sein prävaristisches Alter von 462 ± 20 m.y. bewahrt.

Die aus dem NE-Teil der MM stammende Probe MM 16 zeigt in ihren Glimmeraltern gute Konkordanz zu denen aus dem SW-Teil (Abb. 14, S.70). Die Modellalter für Biotit und Muscovit betragen 362 ± 15 m.y. bzw. 387 ± 58 m.y.. Der hohe Fehler im Muscovitalter resultiert aus dem niedrigen Rb/Sr-Verhältnis des Muscovits ($Rb87/Sr86 = 2.77$). Für die beiden Glimmer und das Gesamtgestein errechnet sich eine Regressionsgerade mit dem Alter von 363 ± 14 m.y..

Nicht in das aufgezeigte Schema passen die Mineralalter der Probe MM 15. Der Biotit zeigt ein Modellalter, welches in das mittlere Karbon zu stellen ist (311 ± 12 m.y.), also gegenüber anderen Biotitaltern aus der Liegendserie erniedrigt erscheint (Abb. 15, S.71). Das Muscovit-Modellalter ist offensichtlich durch einen Überschuß an radiogenem Sr87 erhöht (730 ± 248 m.y.).

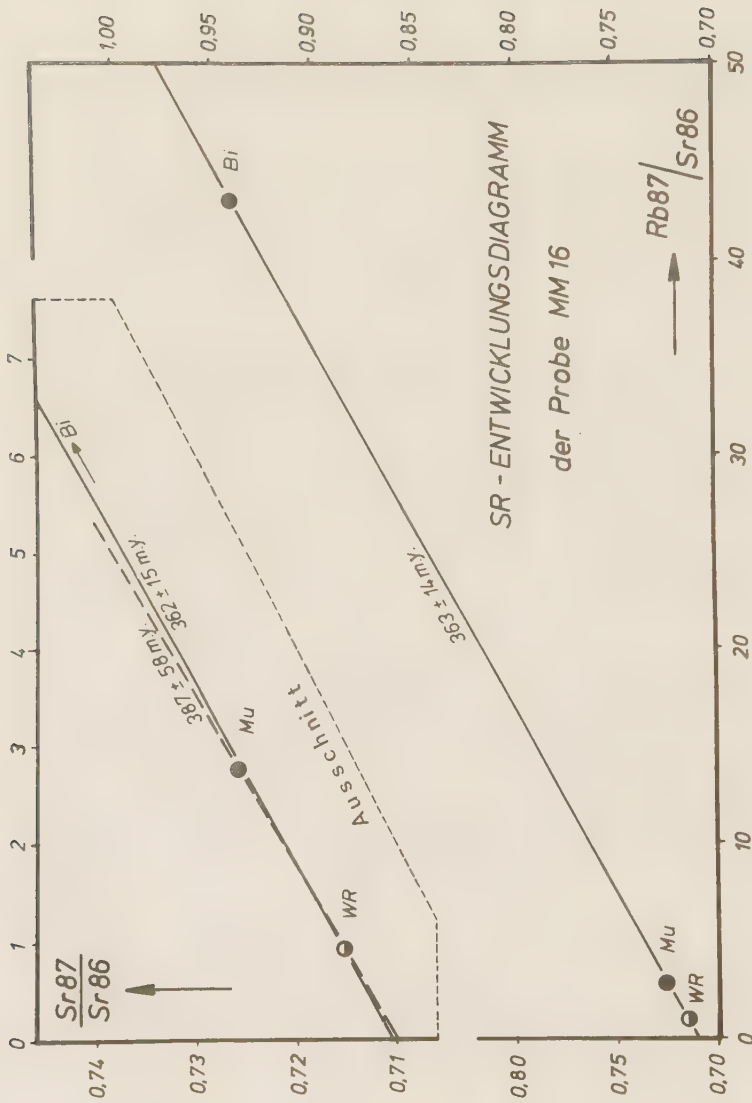


Abb. 14: Sr-Entwicklungsdiagramm der Probe MM 16 - Paragneis der LS. Biotit, Muscovit und das Gesamtgestein liegen auf einer gemeinsamen Geraden mit dem Alter $363 \pm 14 \text{ m.y.}$. Fehlerangaben $\pm 2\sigma$;

$$\lambda_{\text{Rb87}} = 1.47 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}.$$

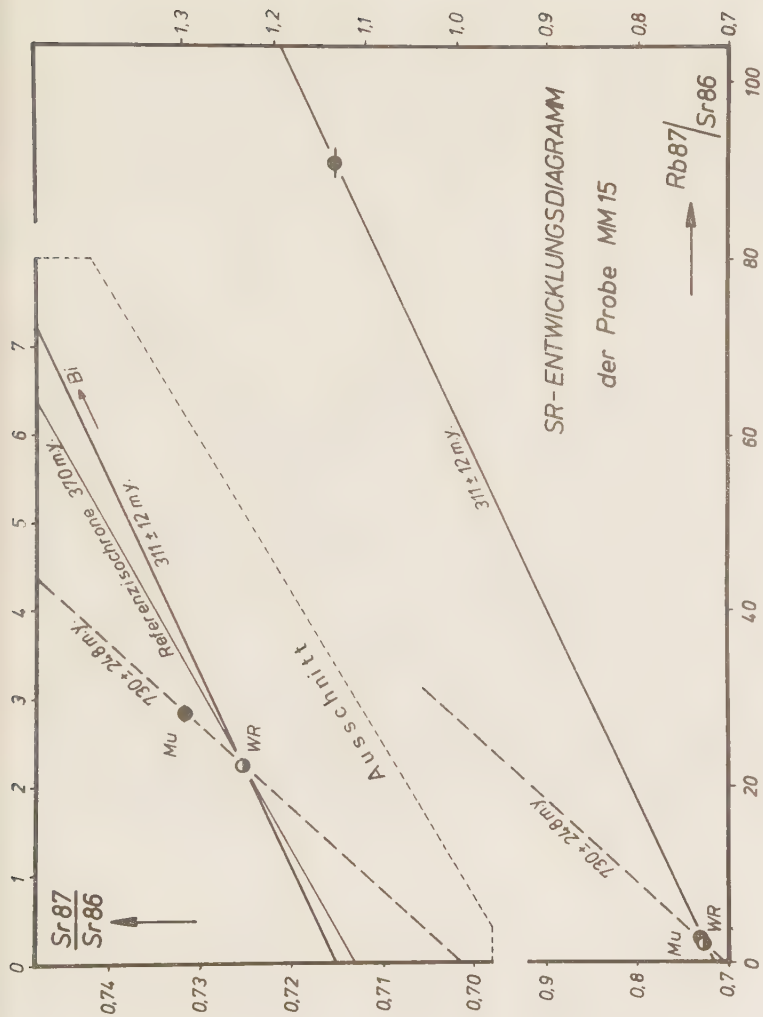


Abb. 15: Sr-Entwicklungsdiagramm der Probe MM 15 - Metasediment der Liegendserie. Beachte die Ähnlichkeit mit der Probe MM 74 aus der Hangendserie (Abb. 16, S.76). Die Referenzisochrone ist die Mineralisochrone der Probe MM 2 (Abb. 12, S.67). Alle Fehlerangaben $\pm 2\sigma$; $\lambda = 1.47 \times 10^{-11} a^{-1}$.

8.3.1.3. Interpretation der Mineralalter aus den
Gesteinen der Liegendserie

Die Mineralisochrone der Probe MM 2 (Abb. 12, S.67) zeigt, daß es vor 370 ± 8 m.y. zur vollständigen Sr-Isotopen-homogenisierung zwischen den Mineralen Kalifeldspat Apatit, Muscovit und Biotit gekommen ist. Die Abkühlung unter eine gewisse Temperatur setzte vor 370 ± 8 m.y. den Austausch des radiogenen Sr87 auf ein nicht meßbares Maß herab. Dies zeigt das Ende der metamorphen Überprägung in der Liegendserie der MM in einer frühen Phase (Wende Unter-/Mitteldevon) der varistischen Orogenese an.

Die gute Übereinstimmung der Mineralalter von Biotiten und Muscoviten aus Augengneisen und Paragneisen der Liegendserie erlaubt, sie im Hinblick auf die Metamorphose als kogenetisch zu betrachten. Um den Zeitpunkt der Schließung eines Minerals für den Sr-Isotopenaustausch stärker einzugrenzen, ist es bei kogenetischen, in Alter praktisch identischen Mineralphasen verschiedener Gesteinsproben statthalt die unterschiedlichen Sr87/Sr86-Anfangsverhältnisse der Regressionsgeraden aus Gesamtgestein und Mineral auf ein gemeinsames Sr87/Sr86-Anfangsverhältnis zu normieren (siehe dazu auch BOFINGER & COMPSTON, 1967). Die Meßpunkte der Gesamtgesteine und die der einzelnen Minerale kommen somit im Isochronendiagramm jeweils auf eine gemeinsame Gerade zu liegen, deren Steigung einen mittleren Alterswert für das Mineral ergibt.

In diesem Sinne errechnet sich für die Muscovite der Proben MM 2, MM 1D und MM 16 zusammen mit den entsprechenden Gesamtgesteinen ein mittleres Abkühlungsalter von 381 ± 12 m.y.. Dabei liegen alle Punkte auf der Geraden, $\chi^2_m = 0.14$ (s.a. Tabelle 6, S.86).

Vor 381 ± 12 m.y. war die Abkühlung in den Gesteinen der Liegendserie der MM so weit fortgeschritten, daß die Muscovite begannen ihr radiogenes Sr87 zu bewahren.

Stellt man die gleichen Berechnungen für die Biotite der Proben MM 2, MM 1D, MM 7A und MM 16 an, so resultiert daraus ein mittleres Alter von 366 ± 8 m.y.; $\chi^2_m = 0.33$ (s.a. Tabelle 4, S.64).

Der geringe Unterschied zwischen den mittleren Abkühlungsaltern der Muscovite und Biotite der Liegendserie (15 ± 20 m.y.), errechnet aus der Differenz 381 ± 12 m.y. minus 366 ± 8 m.y. (vergleiche auch Abb. 20, S.80), spricht für eine rasche Abkühlung der Gesteinsfolge.

Endlich stellt sich die Frage nach den Ursachen der Sonderstellung der Paragneisprobe MM 15 aus dem Verband der Liegendserie. Nach der geologischen Karte (Abb. 1, S.3) handelt es sich bei dem Vorkommen um einen kleinen isolierten Block Liegendserie, eingeschuppt in die unteren Bändergneise der Hangendserie, von Störungen allseitig begrenzt. Vergleicht man die Mineralalter der Probe MM 15 mit einigen aus den Gesteinen der Hangendserie, z.B. mit denen der Probe MM 74 (Tabelle 4 und 5, S. 64 und 65), so liegt die Vermutung nahe, daß der Block Liegendserie die Abkühlungsgeschichte der Hangendserie mitgemacht hat.

Die Abkühlungsalter der Minerale von Probe MM 15 werden daher als solche der Hangendserie betrachtet. Ihre Interpretation wird bis zur Behandlung derjenigen aus der Hangendserie zurückgestellt.

8.3.2. Varistische Mineralalter in den Gesteinen der

Hangendserie

8.3.2.1. Die Minerale aus den hellen Lagen der

unteren Bändergneise

Für die Analyse der Minerale aus den hellen Lagen der unteren Bändergneise wurden Muscovit, Biotit und Chlorit der Probe MM 74 abgetrennt. Eine 100%-ige Anreicherung für das Chloritpräparat war nicht möglich. Die analysierte Mischung setzt sich aus 90% Chlorit und 10% Biotit zusammen.

Die Lage der Meßpunkte im Isochronendiagramm zeigt die Abb. 16, S.75 . Die Modellalter sind jeweils mit dem Gesamtgestein berechnet. Für den Biotit ergibt sich ein Alter von 297 ± 12 m.y., für den Muscovit 489 ± 62 m.y. und für den Chlorit 238 ± 16 m.y.. Gemeinsamkeiten mit der Probe MM 15 sind nicht zu verkennen (vergleiche S.69).

8.3.2.2. Die Minerale aus dem Grenzgneis

Die Biotitführung in den Grenzgneisproben ist so gering, daß eine Abtrennung nicht möglich war. So konnte nur Muscovit analysiert werden. Der Muscovit der Probe MM 71 zeigt ein Modellalter von 373 ± 40 m.y. an, das Modellalter des Muscovit von Probe MM 79 beträgt 364 ± 16 m.y. (Abb. 17, S.76).

8.3.2.3. Die Minerale der "Albit-Pegmatite"

Der analysierte tafelige Muscovitgroßkristall¹⁾ MM 18 ist aus dem Pegmatit von Witzleshofen bei Streitau. Aus der Feldspatgrube Friedmannsdorf stammen der Plagioklas und der Muscovit der Probe MM 19.

1) freundlicherweise überlassen von STETTNER, 1977

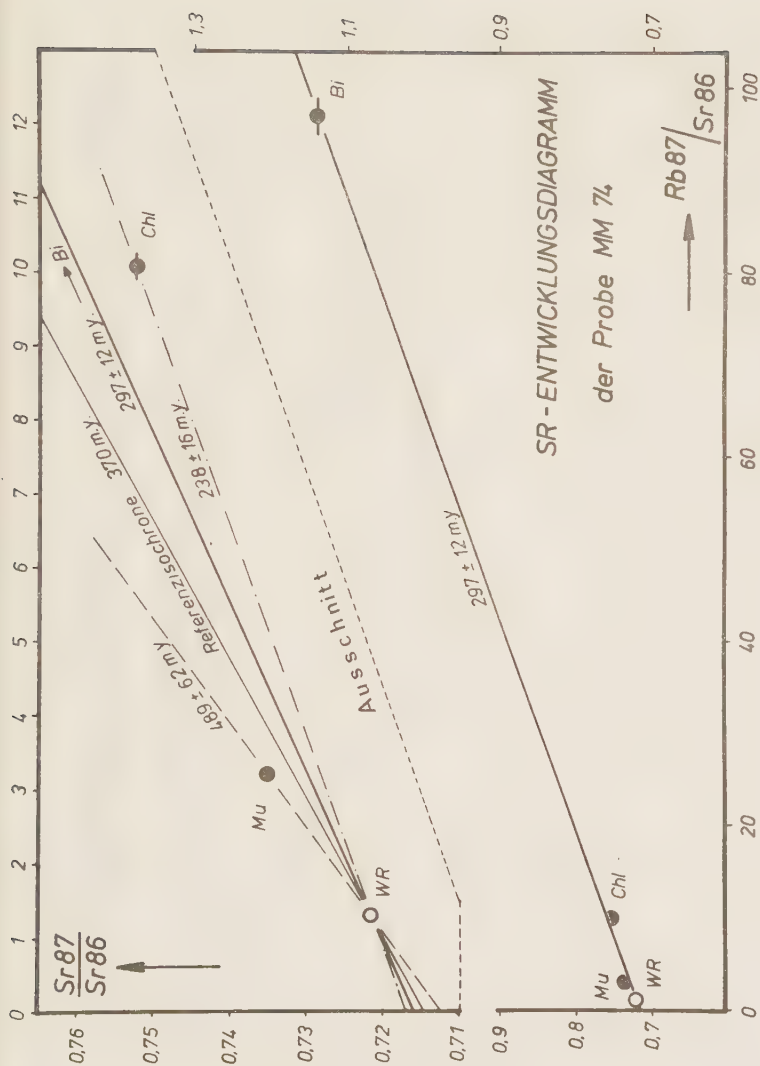


Abb. 16: Sr-Entwicklungsdiagramm der Probe MM 74 - Muscovit-Biotit-Chlorit-Gneis der Hangendserie. Als Referenzisochrone ist die Mineralisochrone der Probe MM 2 eingezeichnet, (s.S.67). Fehlerangaben $\approx 2\sigma$; $\lambda_{\text{Rb}^{87}} = 1.47 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$.

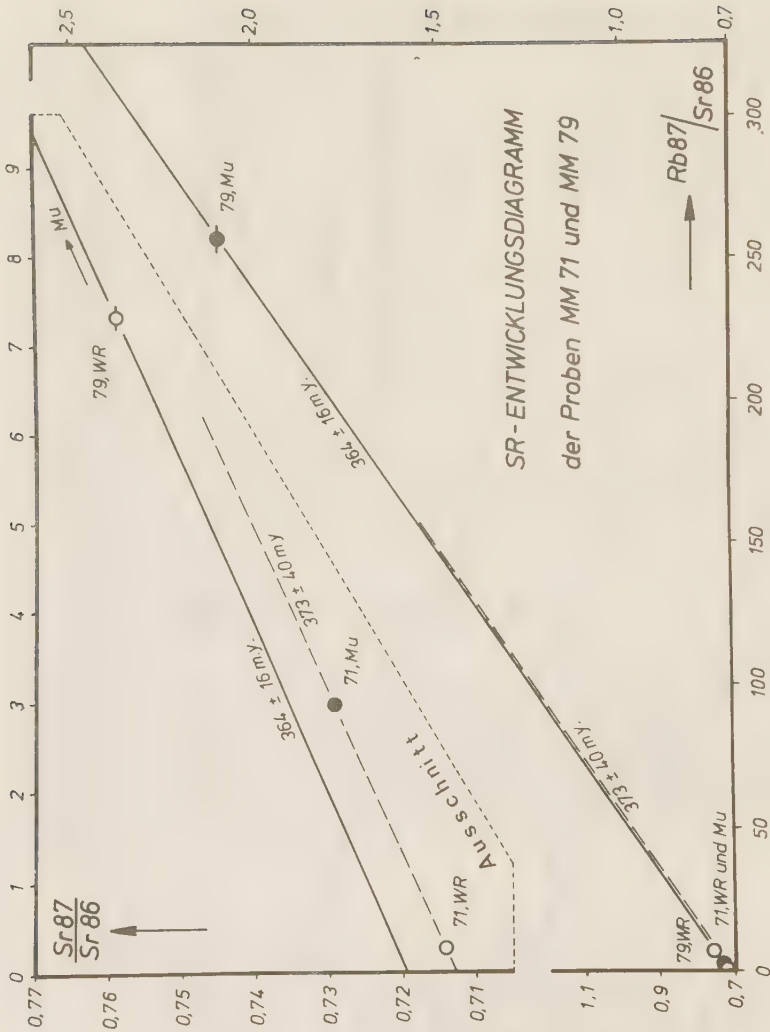


Abb. 17: Sr-Entwicklungsdiagramm der Proben MM 71 und MM 79 - Grenzgneise. Das niedrige Rb87/Sr86-Verhältnis des Muscovit MM 71 geht auf eine Sr-Zufuhr zurück (s.a. Tabelle 6, S.86). Fehlerangaben $\hat{=}$ 2σ ; $\lambda_{Rb87} = 1.47 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$.

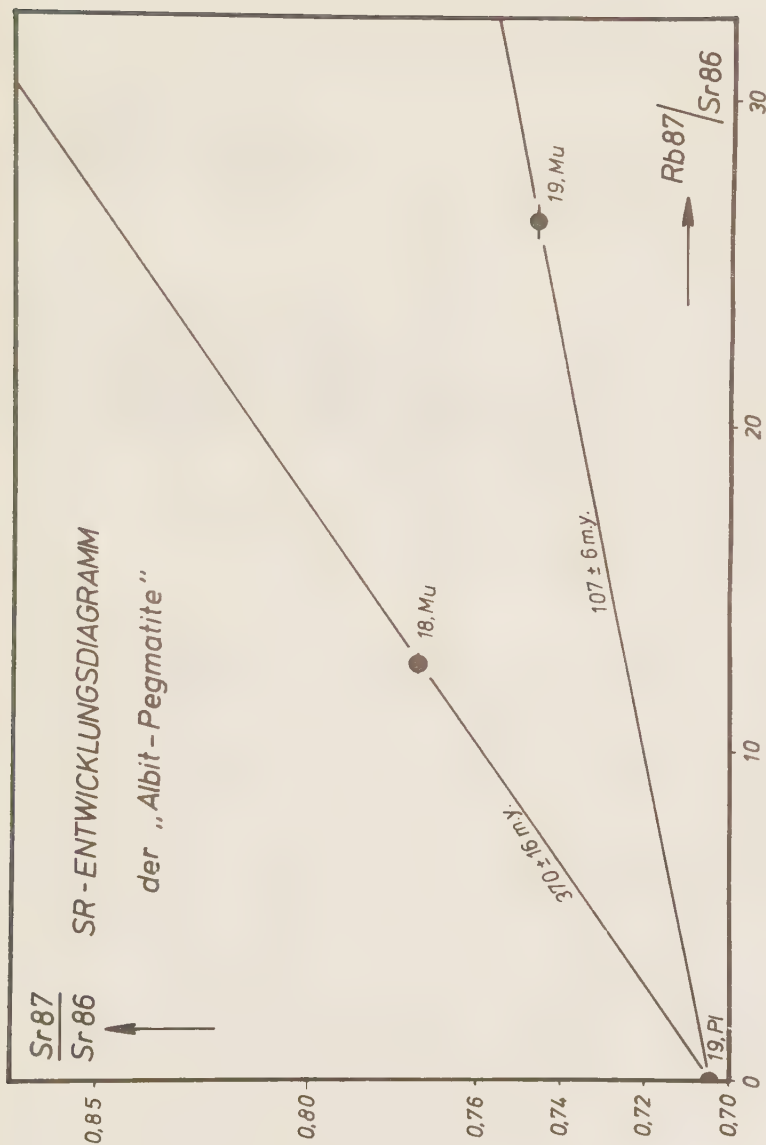


Abb. 18: Sr-Entwicklungsdiagramm der "Albit-Pegmatite". Der Muscovit der

Probe MM 19 scheint im Alter erniedrigt.

Fehlerangaben $\pm 2\sigma$; $\lambda_{\text{Rb87}} = 1.47 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$.

Aus den Meßdaten des Plagioklas und des Muscovit MM 19 errechnet sich ein Modellalter von 107 ± 6 m.y.. Der Muscovit MM 18, berechnet mit den Meßwerten des Plagioklas MM 19 ergibt ein Modellalter von 370 ± 16 m.y. (siehe Abb. 18, S.77).

8.3.2.4. Interpretation der Mineralalter aus den
.....
Gesteinen der Hangendserie
.....

Aus den Muscoviten der Proben MM 71, MM 79 und MM 18 resultiert (nach der auf S.72 beschriebenen Rechenweise) ein mittleres Abkühlungsalter von 369 ± 10 m.y.. Das mittlere Abkühlungsalter der Biotite der Hangendserie ist mit 304 ± 14 m.y. signifikant niedriger. Zweifel an der Wahrhaftigkeit der Modellalter der Biotite werden durch deren gute Koinzidenz beseitigt. Außerdem kennzeichnen sie sehr gut die von der sudetischen Hauptfaltung begleitete Heraushebung der Schichten.

Die mittleren Abkühlungsalter der Muscovit (3 Meßwerte) und der Biotite (4) aus den Gesteinen der Liegendserie betragen 381 ± 12 m.y. bzw. 366 ± 8 m.y. (Abb. 19, S.79). Die gleichen Berechnungen angestellt für die Glimmer aus den Gesteinen der Hangendserie ergeben für Muscovit (1) ein mittleres Abkühlungsalter von 369 ± 10 m.y., für Biotit (2) 304 ± 14 m.y. (Abb. 19, S.79).

Man erkennt also, daß ein Temperaturbereich von 200°C , der dem Intervall zwischen den Schließungstemperaturen von Muscovit und Biotit entspricht (JÄGER et al., 1967) in der Liegendserie (15 ± 20 m.y.) und in der Hangendserie (65 ± 24 m.y.) unterschiedlich schnell durchlaufen wurde. Dafür bietet sich v.a. eine Erklärung an: die Hebungstendenzen in der Liegendserie waren um ein vielfaches stärker als in der Hangendserie.

Die stärksten Hebungen fanden in der MM im unteren Devon statt.

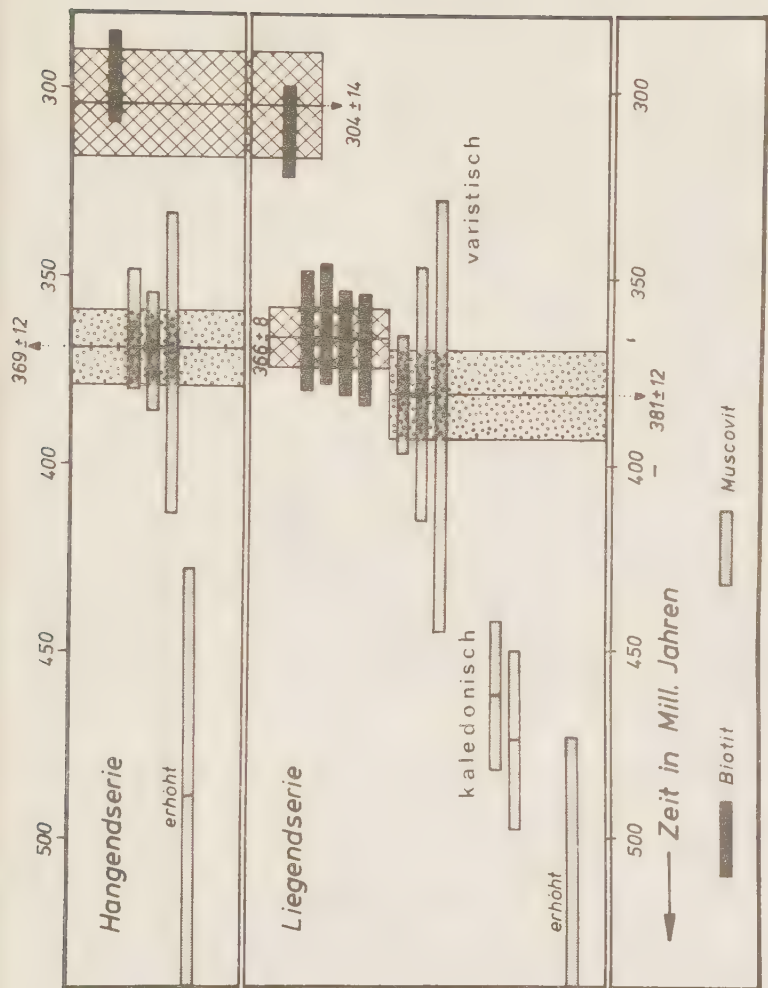


Abb. 19: Zusammenstellung aller Glimmeralter aus Liegend- und Hangendserie. Mittelwert (Berechnung s.S.72) mit 26-Fehlerbereich der Muscovitalter - gepunktet, der Biotitalter - schräg kariert.



Abb. 20: Muscovit- und Biotitabkühlungsalter im geologischen Kartenbild der MM.

- Biotitalter aus den Gesteinen der Liegendserie
- ◆ Biotitalter aus den Gesteinen der Hangendserie
- Muscovitalter aus den Gesteinen der Liegendserie
- ▼ Muscovitalter aus den Gesteinen der Hangendserie

Die Lage der analysierten Glimmer aus der Liegend- und Hangendserie und die errechneten Alter sind in Abb. 2o, S.8o ersichtlich. Sie läßt am vereinfachten Bild der geologischen Karte der MM das randliche Herausheben der Liegendserie erkennen, vorbei an den Gesteinen der Hangendserie im Inneren der MM.

Auch K. SCHMIDT (1976) vermutet im ausgehenden Silur und tieferen Devon für das Massif Central und die Vogesen, vielleicht auch den Schwarzwald und das Barrandium Perioden beachtlicher Vertikalbewegungen.

Während der raschen Heraushebung der Randpartien der MM kommt es zur Zerschierung des Gesteinsverbandes, was dem Wasser eine erhöhte Wegsamkeit verschafft. Es kommt zur retrograden Mineralbildung. Im zentralen Teil werden die sauren Gneise und Magmatite der Liegendserie in die unteren Bändergneise und Amphibolite der Hangendserie eingeschuppt und machen deren Abkühlungsgeschichte mit. Granitisches Ausgangsmaterial wird stark verschiefert und entlang der großen randlichen Störungszonen zu s-tektonischen Augengneisen, stellenweise auch Augengneismyloniten umgeprägt. Die heute aufgeschlossenen Bereiche der Liegendserie konnten durch die kräftige frühvaristische Heraushebung der intensiven B-achsialen Durchbewegung während der sudetischen Phase der Gebirgsbildung entgehen.

Während die Gesteine der Liegendserie die Temperaturschwelle von ca. 300°C (Schließungstemperatur für den Rb- und Sr-Austausch zwischen Biotit und anderen Mineralen) vor 366 ± 8 m.y. durchschritten haben, geschah dies in der Hangendserie erst vor 304 ± 14 m.y.. Extrapoliert man die Hebungsbeträge der Liegendserie hinab bis zur Oberflächentemperatur, so könnten deren Gneise in den westlichen und nordwestlichen wie nordöstlichen Randpartien der MM (siehe Abb. 1, S.3), sich an den Gesteinen der Hangendserie vorbeischiebend, frühestens an der Wende Devon/Karbon zur Abtragung ansetzen.

Währendessen verbleiben die Gesteine der Hangendserie unter einer postordovizischen Sedimentbedeckung verborgen. Ihre Hebungsbeträge sind so gering gegenüber denen in den randlichen Zonen der Liegendserie, daß dafür nur eine stete epirogene Hebung verbunden mit langsamer Abtragung der Deckschichten angenommen werden kann.

Gibt es geologische Hinweise, welche die Ergebnisse der Rb/Sr-Mineraldattierungen an den Gesteinen der MM stützen? Bei Untersuchungen an den Unterkarbon-Konglomeraten des Frankenwaldes in der Umgebung der MM (Wurstkonglomerat, Papiermühle-Konglomerat u.a.) war das Fehlen der Hornblende-Bändergneise, Serpentinite, Amphibolite und Eklogite der Hangendserie als Gerölle in den Konglomeraten der "Bayrischen" und "Thüringischen Fazies" für WURM (1961) und VOGLER (1956) ein gewichtiges Argument, den Detritus nicht wie EIGENFELD (1953, 1966), GREILING (1966 a, b) und WURM (1964) von der MM zu beziehen. Sieht man dies im Zusammenhang mit der unterschiedlich starken Hebung zwischen den Randpartien der MM mit anstehendem Material der Liegendserie und der mehr zentral gelegenen Hangendserie, die mit Sicherheit noch silurische und devonische Bedeckung trug, so ergibt sich ein plausibler Grund für das Fehlen der typischen Gesteine der Hangendserie der MM in den Unterkarbon-Konglomeraten.

Wie den Analysenwerten zu entnehmen ist (Tabelle 5, S.65), passen nicht alle Daten in das aufgezeigte Schema. Die Modellalter der Muscovite der Proben MM 15 (730 ± 248 m.y.) und MM 74 (489 ± 62 m.y.) aus der Hangendserie müssen als "Mischalter" angesehen werden, denn eine Konservierung von Althern detritischer Minerale schließt der polymetamorphe Zyklus wie die Petrographie der Metamorphite der MM aus.

Das gleiche gilt für das Chlorit-Modellalter von 238 ± 16 m.y.. So bleiben als Ursache für die erhöhten bzw. erniedrigten scheinbaren Alter nur noch die Möglichkeit offener Systeme mit einer Sr87-Zufuhr oder einer Wegführung von Rb87 für Muscovit und umgekehrt für Chlorit.

Einige Worte seien noch zu den Mineralaltern aus den "Albit-Pegmatiten" gesagt.

Der Muscovitgroßkristall MM 18 hat sein Bildungsalter (370 ± 16 m.y.) bewahrt, das gut mit dem anderer Muscovite aus der Hangendserie korrelierbar ist, wogegen offensichtlich kleine Kristalle (MM 19, 107 ± 6 m.y.) späteren Umwandlungseinflüssen stärker ausgesetzt sind. Ihr Alter muß als "Mischalter" ohne geologischen Bezug angesehen werden.

Das Sr87/Sr86-Isotopenverhältnis des Plagioklas MM 19 ist mit 0.7048 ± 0.0008 sehr niedrig. Eine sekundäre Erniedrigung des Verhältnisses kann jedoch weitgehend ausgeschlossen werden (ein höheres Sr87/Sr86-Verhältnis des Plagioklas hätte ein niedrigeres Alter des Muscovit MM 18 zur Folge, vergleiche Abb. 18, S.77), weil durch den ausgeprägten Sr87-Verlust des Muscovit MM 19 (hat zum erniedrigten Alter geführt) im selben Gestein eher ein Einbau des Sr87 in den Plagioklas zu erwarten wäre.

8.4. Die Muscovite der Münchberger Gneismasse

Betrachtet man in Tabelle 6 (S.86) die Rubrik Rb87/Sr86, so ist zu erkennen, daß einige Muscovite ein ungewöhnlich niedriges Verhältnis von ~ 3 besitzen. Die hohen Sr-Gehalte von 130 bis 230 ppm lassen vermuten, daß hier Strontium zugeführt, oder bei retrograden Mineralreaktionen übernommen wurde.

Da nicht alle Muscovite mit anomal hohen Sr-Gehalten auch erhöhte Mineralalter zeigen, ist ein direkter Zusammenhang zwischen Sr-Zufuhr und Erhöhung des Sr87/Sr86-Isotopenverhältnisses nicht zu erwarten. Aufgrund der Mineralisochrone der Liegendserie und damit konkordanter Muscovitalter aus der Hangendserie ist anzunehmen, daß vor ca. 370 m.y. ein vollständiger Sr-Isotopenaustausch zwischen allen Mineralen in der MM stattgefunden hat. Die erhöhten (Muscovite MM 15 und MM 74) und erniedrigten (Chlorit MM 74) Mineralalter sind nur durch diskreten Sr-Austausch einzelner Mineralphasen zu einem späteren Zeitpunkt denkbar.

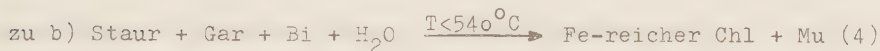
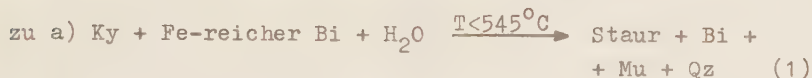
Der Großteil des Muscovits und der Chlorit in den Gesteinen der MM entstammen einer diaphthoritischen "Muscovitfazies" (HORSTIG & STETTNER, 1970). Sie verdrängen während des Aufstiegs der MM und der einhergehenden Anpassung der Gesteinsfolgen an abnehmende P,T-Bedingungen, bei gleichzeitig erhöhtem Wassergehalt die Minerale Staurolith, Granat, Disthen und Biotit. Damit verbunden sind An- und/oder Abreicherungen von Rb und/oder Sr in den sich neu bildenden Mineralphasen.

MATTHES et al. (1974) gibt für die sauren Gneise der MM die Mineralparagenesen

a) Ky + Staur + Bi + Mu + Pl + Qz und/oder

b) Staur + Gar + Bi + Pl + Qz an.

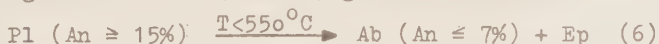
Die Abbaureaktionen (WINKLER, 1967) für die von MATTHES et al. (1974) angegebenen Mineralparagenesen während der retrograden Metamorphose könnten wie folgt lauten:



Die Paragenese der diaphtoritischen Minerale könnte also lauten:



Der auftretende Mikroklin dürfte durch die niedrigtemperierte Reaktion $\text{Bi} + \text{Mu} + \text{Qz} + \text{H}_2\text{O} \longrightarrow \text{Chl} + \text{Mikr} \quad (5)$ gebildet worden sein. Die fortschreitende Umwandlung erfaßt unter Serizitisierung auch die Plagioklase. Da die Reaktionen in der niedrigen Grünschieferfazies anzusiedeln sind, muß gleichzeitig mit der Verarmung des Plagioklas an Ca (und Sr) gerechnet werden:



Primäre Ca-(somit auch Sr-) Träger in der niedrigen Grünschieferfazies sind in unserem Fall also Epidot, Plagioklas und Mikroklin. Daneben ist aber der Einbau von Ca(und Sr) in Chlorit, Muscovit und eventuell Apatit nicht auszuschließen, v.a. dann, wenn Epidot und Mikroklin nur verhältnismäßig selten im Modalbestand des Diaphtorites anzutreffen ist.

Das nachfolgende Sr-Entwicklungsmodell soll als Versuch gewertet werden, den durch Analysendaten fixierten Positionen der Minerale im Isochronendiagramm ein mögliches Entwicklungsschema zuzuordnen.

8.4.1. Tabelle 6: Muscovite aus der Münchberger Gneismasse

Proben- nummer	Rb (ppm) (werte auf- oder abgerundet)	Sr (ppm)	Rb87/Sr86	Mineralalter (m.y.) (2 σ -Fehler)
<u>Liegendserie:</u>				
MM 9E	287	24	35.2	425 $\pm$ 20
MM 2	491	13	121	381 $\pm$ 16
MM 1D	194	106	5.3	381 $\pm$ 33
MM 16	126	131	2.8	387 $\pm$ 58
MM 7A	226	21	32.5	462 $\pm$ 20
MM 78	241	41	17	474 $\pm$ 28
MM 15	152	155	2.8	730 $\pm$ 250 siehe Hangend- Serie MM 74
<u>Hangendserie:</u>				
MM 74	248	226	3.2	489 $\pm$ 62
MM 74 Chlorit	20	6	10	238 $\pm$ 16
MM 79	274	4	257	364 $\pm$ 15
MM 71	179	174	3	373 $\pm$ 40
MM 18	226	52	13	370 $\pm$ 16
MM 19	466	52	26	107 $\pm$ 6

§ Die Mittelwerte der Muscovitalter sind nach der auf S.72 aufgeführten Methode berechnet.

8.5. Modell für die Sr-Entwicklung der Minerale in den Gesteinen der Hangendserie

Die Analysendaten erlauben die Konstruktion eines Sr-Entwicklungsmodells für die Minerale aus den Gesteinen der Hangendserie. Zur besseren Verdeutlichung des Gesagten sei auf die Abb. 21, S.88 und Abb. 22/1 - 4, S.89/90 hingewiesen.

Die in unserem Modell verwendeten Zahlenwerte für die angezeigten Zeiträume entsprechen, was den Biotit angeht dem mittleren Alter aus der Hangendserie; die Positionen von Muscovit und Chlorit im Entwicklungsmodell entsprechen denen der Probe MM 74.

Die Altersangaben können bestenfalls als richtungsweisend für die Entwicklung in der Hangendserie angesehen werden, v.a. sollen sie aber das Verständnis des Sr-Entwicklungsmodells erleichtern.

- 1) Beim Abbau des hohen An-Gehaltes im Plagioklas wird Ca (und Sr) freigesetzt, das in jene Minerale eingebaut wird, die sich bei den retrograden P,T-Bedingungen unter H₂O-Zufuhr bilden können.
Das Rb87/Sr86-Verhältnis des Muscovit ist durch diese Sr-Zufuhr stark erniedrigt.
Da die Mineralreaktion (6) S.85 schon oberhalb der Temperatur von 500°C abläuft, kann dabei noch mit einem vollständigen Sr-Isotopenaustausch zwischen allen Mineralen des Gesamtgesteinssystems gerechnet werden.
Diese Ausgangslage markiert die Homogenisierungslinie A vor mehr als 370 m.y..
- 2) Vom Zeitpunkt t_A an vor ca 370 m.y. (Mittelwert der Abkühlungsalter der Muscovite aus der Hangendserie) begannen der Muscovit und der Chlorit (angenommen), mit einiger Sicherheit auch die Feldspäte das entstehende radiogene Sr87 im Mineralkorn anzureichern (Abb. 22/1).

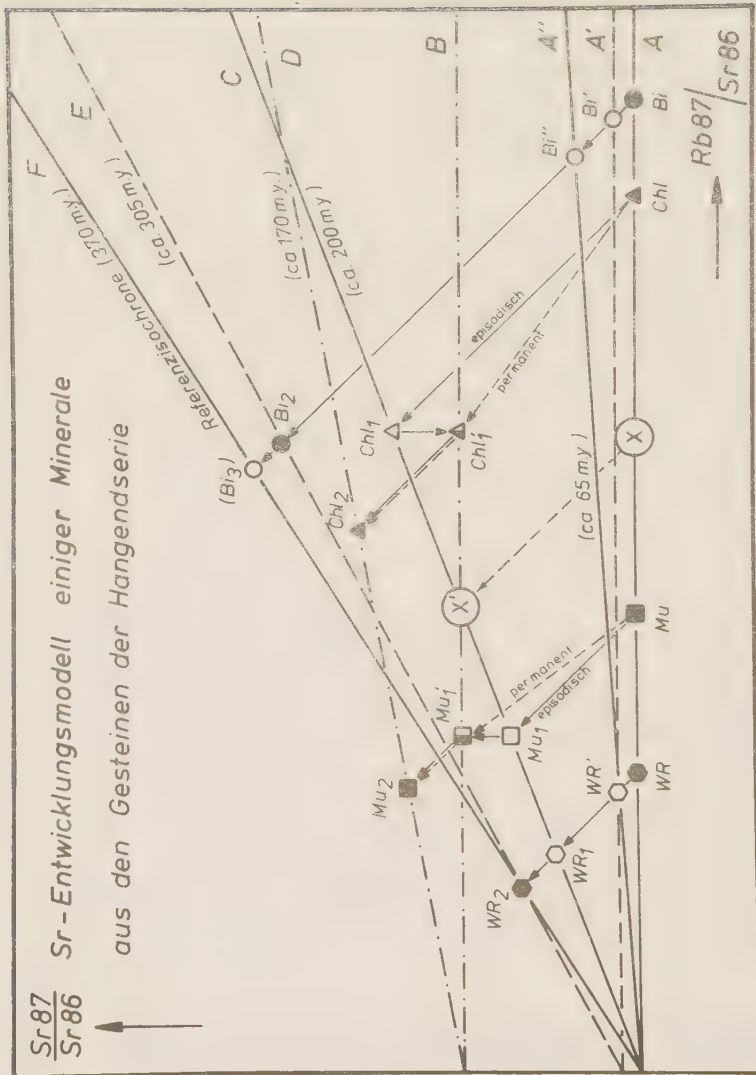


Abb. 21: Sr-Entwicklungsmodell einiger Minerale aus den Gesteinen der Hangendserie. Gesamtbild des Modells - Erläuterungen dazu siehe Text 9.87 ff.

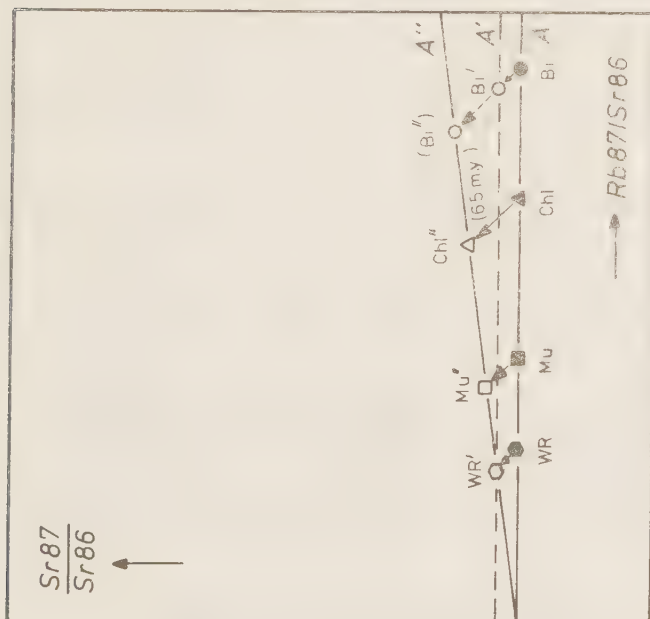


Abb. 22/1: Sr-Entwicklungsmodell - Erläuterungen dazu siehe Text S.87 Punkt 1) und 2).

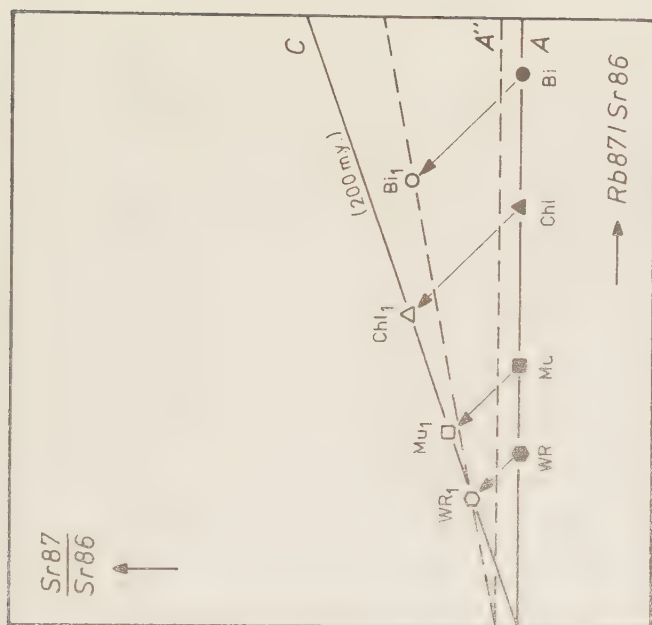


Abb. 22/2: Sr-Entwicklungsmodell - Erläuterungen siehe Text S.91 Punkt 2)

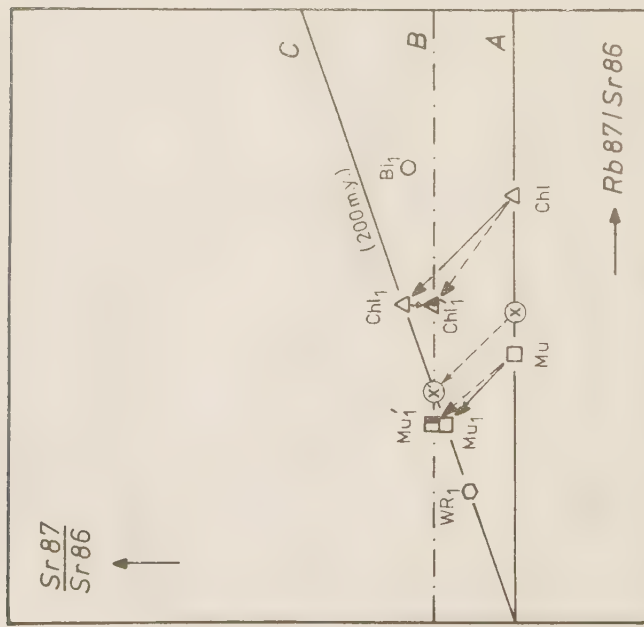


Abb. 22/3: Sr-Entwicklungsmodell - Erläuterungen dazu siehe Text S.91/92 Punkt 3)

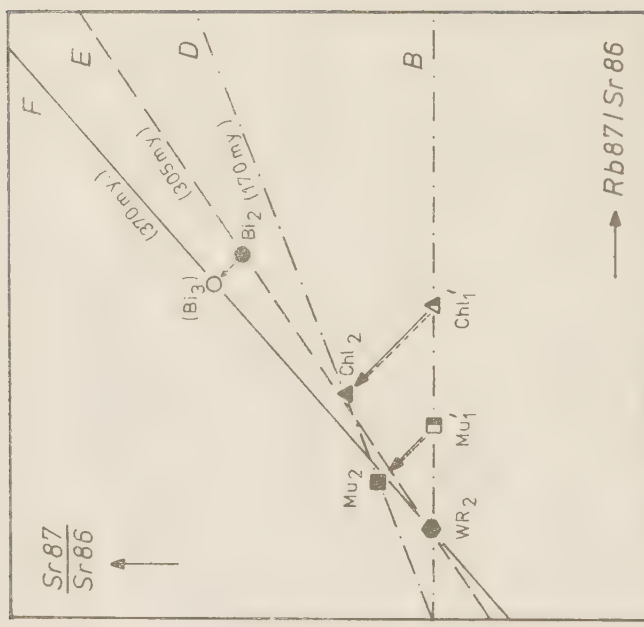


Abb. 22/4: Sr-Entwicklungsmodell - Erläuterungen dazu siehe Text S.92/93 Punkt 3) und 4).

Einzig der Biotit schließt sich dieser Entwicklung nicht an, sondern tauscht aufgrund seiner geringen Schließungs-temperatur sein radiogenes Sr87 über weitere 65 m.y. (t_A bis $t_{A''} = t_F$ minus t_E) mit der fluiden Phase aus. (siehe auch Punkt 4)). In diesen 65 m.y. hätte er den Entwicklungsstand von Bi'' erreicht haben sollen, befindet sich aber tatsächlich bei der Schließung seines Mineral-systems erst bei Bi' auf der Linie A' (Abb. 21 und 22/1). Das Defizit an Sr87-Isotopen im Biotit, erlangt durch den verlängerten Sr-Isotopenaustausch mit der fluiden Phase, bleibt während der gesamten Zeit von t_A bis t_F erhalten (siehe Abb. 22/1 - 4) und läßt den Biotit stets unter die vermeintliche Mineralisochrone zu liegen kommen. In der verstrichenen Zeit t_A bis t_C (ca. 200 m.y.) entwickeln sich die isotopischen Verhältnisse der Minerale Muscovit und Chlorit und das Gesamtgestein (WR) in der angezeigten Richtung von WR $\longrightarrow$ WR₁ zur Linie C (Abb. 21 und 22/2, offene Symbole). Setzt sich diese Entwicklung kontinuierlich fort, so sollten Muscovit, Chlorit und das Gesamtgestein heute auf einer Isochrone liegen (Linie F). Da dies nicht der Fall ist, muß nach einer Ursache für die Unterbrechung der kontinuierlichen Entwicklung gesucht werden.

3) Dafür bieten sich zwei Vorstellungsmodelle an:

- a) episodische Sr-Isotopenhomogenisierung allein zwischen den Glimmern Muscovit und Chlorit während eines thermischen (?) Ereignisses. Es wird durch die Homogenisierungslinie B angezeigt, mit den Punkten Mu₁' und Chl₁' darauf (Abb. 21 und 22/3, halb ausgefüllte Symbole).
- b) kontinuierliche Diffusion zwischen den sich neu bildenden Mineralen Muscovit und Chlorit. Beide Minerale können als ein System betrachtet werden und würden sich demzufolge in der Zeit t_A bis t_C von (X) $\longrightarrow$ (X') entwickeln.

zu a): Nimmt man eine episodische Sr-Isotopenhomogenisierung an, so wären in Abb. 21 und 22/3 und 4 die durchgezogenen Linien von $\text{Mu} \longrightarrow \text{Mu}_1$ bzw. $\text{Chl} \longrightarrow \text{Chl}_1$ zutreffend. Die Steigung der Linie D gibt das Alter t_D dieses Ereignisses mit ca. 170 m.y. an. Der Biotit bleibt von diesem thermischen (?) Ereignis unbeeinflusst. Dies ist bei seiner niedrigeren Schließungstemperatur als Muscovit nicht recht verständlich (JÄGER et al., 1967; s.a. GRAUERT, 1966).

zu b): Größere Wahrscheinlichkeit ist daher einer kontinuierlichen Sr-Diffusion des erzeugten radiogenen Sr87 zuzubilligen, während den sich neu formierenden Kristallstrukturen der P,T-angepaßten Minerale. In dem System Muscovit/Chlorit bestünde ein permanenter Sr-Isotopenaustausch über den Zeitraum t_A bis $t_B = t_C$ (ca. 200 m.y.).

In Abb. 21 und 22/3 und 4 markieren dies die gestrichelten Linien von $\text{Mu} \dashrightarrow \text{Mu}_1'$, $\text{Chl} \dashrightarrow \text{Chl}_1'$ bzw. $X \dashrightarrow X'$. Vom Zeitpunkt t_B an wird das System getrennt, Muscovit und Chlorit bleiben in sich geschlossen und ihre eigenständige Entwicklung führt zu den Positionen Mu_2 und Chl_2 auf der Linie D (ausgefüllte Symbole in Abb. 21 und 22/4).

- 4) Unabhängig vom geschilderten Vorgang verläuft die Sr-Entwicklung im Gesamtgestein und im Biotit. Das Gesamtgestein (WR) ist ein geschlossenes System von t_A bis t_F (heute) und weist mit der Steigung der Linie F auf das Alter der vollständigen Sr-Isotopenhomogenisierung zwischen den Mineralen hin (Abb. 21 und 22/4). Die Altersdifferenz zwischen den Linien E und F, mit Bi_2 und (Bi_3) darauf, entspricht dem verlorengegangenen radiogenen Sr87 des Biotit während des Austauschs mit der fluiden Phase im Zeitraum t_A bis $t_{A''}$. Die Steigung der Linie E entspricht dem mittleren Abkühlungsalter der Biotite der Hangendserie (305 m.y.).

- 5) Ausschlaggebend für die mehr oder minder diskordante Lage von Muscovit und Chlorit zur Referenzisochrone F ist deren gemeinsames Sr87/Sr86-Isotopenverhältnis zum Zeitpunkt t_B , ausgedrückt durch die Linie B. Das mittlere Sr87/Sr86-Isotopenverhältnis von Muscovit und Chlorit kann in folgender Weise formuliert werden:

$$\text{Menge Sr im Mu} \times \text{Sr87/Sr86} + \text{Menge Sr im Chl} \times \text{Sr87/Sr86}$$

$$\text{Menge Sr} \times (\text{Muscovit} + \text{Chlorit})$$

Ein Übergewicht an Muscovit im Modalbestand des Gesteines wird die Linie B in Abb. 21 und 22/3 und 4 weiter zu Punkt Mu_1 , in Richtung der Rb87/Sr86-Achse hinverschoben. Die Discordanz von Mu_2 zur Referenzisochrone F wird damit geringer. Enthält das Gestein fast keinen oder nur geringe Mengen an Chlorit, danach fallen Mu_1 und Mu_1' fast zusammen, wie auch die Entwicklungslinien für die episodische Sr-Homogenisierung und die kontinuierliche Sr-Diffusion, so ist Mu_2 $\pm$ konkordant mit der Linie F.

Beispiele dafür liefern die Muscovite der Probe MM 71, wahrscheinlich auch die von MM 1D und MM 16 aus der Liegendserie. In allen drei Proben ist der Chloritgehalt gegenüber dem des Muscovit verschwindend gering.

Aus dem Sr-Entwicklungsmodell, erstellt an einigen Mineralen der Hangendserie, läßt sich, für den Fall stark erniedrigter Rb/Sr-Verhältnisse im Muscovit, folgendes aussagen:

In Gesteinen mit stark retrograder Metamorphoseentwicklung mit der Paragenese $Qz + Ab + Mu + Chl$ muß selbst bei niedrigen P, T-Bedingungen ($T < 400^\circ C$, $P = 1 - 2 \text{ kb}$) noch mit einem Sr-Isotopenaustausch zwischen den sich neu bildenden Mineralen gerechnet werden.

Im Isochronendiagramm erkennt man dies durch die diskordante Lage der neu gebildeten Minerale zu einer Referenzisochrone. Die Referenzisochrone ergibt sich aus dem Gesamtgestein und reliktschen Mineralen (z.B. Protit), die von dem niedrigthermalen Sr-Austausch unbeeinflusst bleiben und ihr angereichertes radiogenes Sr87 bewahrt haben.

Bildet sich bei den retrograden Mineralreaktionen eine Mineralphase bevorzugt aus, z.B. Muscovit, so kann das Mineralsystem von Beginn als geschlossen betrachtet werden. Das Mineral kommt dann auf die Referenzisochrone zu liegen.

Aus dem Modalbestand diaphoritischer Minerale im Gestein können mitunter Rückschlüsse auf deren Lage im Isochronendiagramm gezogen werden.

Abb. 23: Graphik zur Entwicklungsgeschichte der MM

Formation	m.y. [§]	Hangendserie	Liegendserie
PERM			
oberes	280	Die unteren Hbl-Gneise mit Eklogit und Metagabbro noch mit einigen tausend Metern Bedeckung	
KARBON			
unteres	325	D-achbiale Deformat. mit Belebung der Hebungstendenz	
oberes	345		<u>im Abtragungsbereich</u>
	359	langsame Hebung	Einschuppung v. Gest. der Liegendserie in die der Hangendserie (Eklogit u.a.m.)
DEVON			
mittleres		"Albit-Pegmatite" (370 ± 16 m.y.) Beginn der Hebung	rasche Hebung
	370	frühvaristische Metamorphose in den Gest. der MM (Mineralisochrone 370 ± 8 m.y.)	
unteres			Beginn der Hebung
	395		Prägung von Eklogit und Granulit
	423	Homogenisierung der Sr-Isotope im Gesteinsbereich (421 ± 14 m.y.)	
SILUR			
Valent	435		Kaledon. Metamorphose
		↑ Sedimentationszeit	Homogenisierung der Sr-Isotope im Gesamtgesteinsbereich (473 ± 22 m.y.)
ORDOVIZ		=====	Intrusion der Granite (heute Augengneise, 482 ± 20 m.y.)
Tremadoc			Intrusion des Meta- granodiorit (ca 495 m.y.)
	500		Intrusion des Gabbro (heute Eklogit ca 526 m.y.)
oberes	515		
KAMBRIUM			
		↑ Sedimentationszeit	
unteres	540		===== ? =====
	570		===== ? =====
ALGONKIUM			740 m.y. Beginn =====

der Sedimentation

§ Alterswerte nach EYSINGA (1975)

9. Die Entwicklung der MM auf Grund radiometrischer Daten (Zusammenfassung der Ergebnisse)

9.1. Sedimentation

Eine Aussage über den möglichen Sedimentationszeitraum einer Serie erlaubt das COMPSTON - JEFFREY - oder Sr-Entwicklungsdiagramm. Wie Abb. 5 (S.39) veranschaulicht, kann bei einem mittleren Rb87/Sr86-Verhältnis der Paragneise der Liegendserie der MM von ~ 2 auf ein maximales Sedimentationsalter von 740 m.y. (Proterozoikum) geschlossen werden. Rechnet man die Unsicherheit einer Alkalizufuhr aus den intrudierten Magmatiten (v.a. Granit und Grano-diorit) hinzu, welche das ursprüngliche Rb87/Sr86-Verhältnis der Sedimente erhöht haben könnte (auf heute ~ 2), so muß man die Sedimentationszeit zu größeren Altern hin beliebig erweitern (bei Rb87/Sr86 ~ 1 ergibt das ein maximales Sedimentationsalter von 1100 m.y.).

Von großer Bedeutung für das Sedimentationsalter der Gesteine der MM ist die Diskussion um die Existenz einer assyntischen Orogenese im Saxothuringikum. STETTNER (1976) vermutet das Einsetzen der Sedimentation im varistischen Raum auf dem eingeebneten Rumpf des assyntischen Orogens, vielleicht erst im Mittelkambrium. Diese Vorstellung ist mit den hier vorgelegten radiometrischen Alterdatierungen schwer in Einklang zu bringen, denn der verbleibende Zeitraum für die Sedimentation der Liegendserie der MM wäre etwas knapp, da mit Beginn der Intrusionen in die Sedimente vor 526 ± 10 m.y. der Großteil der Liegendserie bereits abgelagert sein sollte.

GREILING (1966 a) konnte im Saxothuringikum keine überzeugenden Belege für eine assyntische Orogenese finden. Auch im erzgebirgischen Raum ist nach WATZNAUER (1968) keine bedeutendere assyntische Orogenese nachzuweisen. Danach spräche nichts gegen eine lange Geosynklinalgeschichte und eine mächtige jungpräkambrische Sedimentation. Die radiometrischen Altersdaten der MM lassen keine Hinweise auf eine assyntische Metamorphose erkennen und unterstreichen die Ausführungen von GREILING (1966 a) und WATZNAUER (1968).

Das Ende der Sedimentation in der Liegendserie zeigt mit Sicherheit die Sr-Isotopenhomogenisierung im Gesteinsbereich vor 473 ± 22 m.y. im Zuge eines kaledonischen "thermischen Ereignisses" an.

Auszuschließen ist die Beteiligung von präkambrischem Kristallin in der MM, wie es WURM (1966) vermutet.

Wesentlich exakter ist der Sedimentationszeitraum der Hangendserie der MM zu erfassen. Das maximale Sedimentationsalter liegt bei 585 m.y. (mittleres Rb87/Sr86-Verhältnis der Paragneise der Hangendserie ~ 5 , Abb. 9, S.53). Die obere Grenze für die Sedimentation setzt die Sr-Isotopenhomogenisierung im Gesamtgestein vor 421 ± 21 m.y.. Die Zugehörigkeit der Hangendserie der MM zum Altpaläozoikum ist damit erwiesen.

In guter Übereinstimmung damit sind die Alterseinstufungen aufgrund geologischer Vorstellungen. STETTNER (1972) vergleicht die Hangendserie der MM mit der ordovizischen Randschieferserie der "Bayrischen Fazies" des Frankenswaldes, schließt jedoch die Beteiligung jüngerer Schichtglieder wie der silurischen Kiesel-schiefer nicht aus. WURM (1961) lehnt dies wegen fehlender Graphitschiefer als deren Äquivalente im heutigen Verband ab. Eine Entscheidung aus geochronologischer Sicht darüber ist nicht möglich.

9.2. Intrusionszyklus

Wie die Altersdaten GEBAUER's (mündliche Mitteilung, 1977) zeigen, leitet die Intrusion einer basaltischen Schmelze (Eklogitedukt) in die Liegendserie der MM im Mittelkambrium den Intrusionszyklus ein. Es folgen Granodiorit (Diorit mit assimiliertem Krustenmaterial) an der Wende Kambrium/Ordoviz und vor 482 ± 20 m.y. Granit. Im Ordoviz schließt, auf den Raum um die MM beschränkt (Hangendserie der MM und Randschieferserie der "Bayrischen Fazies" des Frankenwaldes) ein Diabas-Keratophyr-Magmatismus an. Er zeigt Ansätze einer kaledonischen Entwicklung, bleibt aber anscheinend auf den initialen Teil beschränkt (STETTNER, 1976).

9.3. Älteste tektonische Beanspruchung

Die älteste tektonische Beanspruchung in Form einer Kleinfältelung in den Paragneisen der Liegendserie der MM ist vor das Eindringen der Magmatite zu stellen (STETTNER, 1960 a). WURM (1956) denkt an eine kaledonische Bewegungsphase, die sich allerdings im umgebenden Paläozoikum nur als epirogenetische Verbiegung und Heraushebung dokumentiert. Berücksichtigt man die Vorstellungen von STETTNER (1976) und GREILING (1966 a) über den Sedimentationszeitraum der Paragneise der Liegendserie, so kann die assyntische Orogenese für ihre älteste Kleinfältelung nicht verantwortlich zeichnen.

Auch aus den radiometrischen Untersuchungsergebnissen kann auf sardische Bewegungen an der Wende Kambrium/Ordoviz geschlossen werden, da keine Anzeichen einer assyntischen Orogenese gefunden wurden.

Es ist also nicht mehr auszuschließen, daß kaledonische Regionalmetamorphose und Tektonik an der Prägung der MM mitgewirkt haben.

9.4. Kaledonische Metamorphose

Die kaledonischen Abkühlungsalter von Muscoviten mit 468 ± 12 m.y. (Mittelwert) und einem Biotit 456 ± 18 m.y. der Liegendserie sprechen für eine Heraushebung der Serien nach einem regionalen "thermischen Ereignis". Dieses Ereignis ist durch die Gesamtgesteinsisochrone der Paragneise der Liegendserie von 473 ± 22 m.y. belegt. Wie stark die Heraushebung war ist schwer zu entscheiden. GREILING (1966 a) vermutet, daß der Raum der MM möglicherweise kurzzeitig an der Wende Ordoviz/Silur als Schwelle in Erscheinung getreten ist.

Vom Silur ab muß für die "Bayrische Fazies" des Frankenswaldes mit einer stärker einsetzenden geosynklinalen Entwicklung und damit verbundener Absenkung gerechnet werden. PFEIFFER (1968) und GREILING (1966 a) sprechen von einer Zeit geringer geotektonischer Aktivität, wobei das zahlreiche Auftreten von *Monograptus hercynicus* nach PFEIFFER (1968) einen einheitlichen, kaum gegliederten, stark abgesenkten Sedimentationsraum für das Saxothuringikum belegt. Die Absenkung, auch durch die Bildung von Kieselstiefen gekennzeichnet, dokumentiert sich im tieferen Stockwerk der Synklinale durch die Sr-Isotopenhomogenisierung im Gesteinsbereich der ordovizischen Sedimente der Hangendserie der MM vor 421 ± 14 m.y..

Ein erhöhter Warmefluß, hervorgerufen durch Manteldiapire, die sich als Wärmedome in der oberen Kruste widerspiegeln, ist zum Zeitpunkt der Sr-Isotopenhomogenisierung in der Hangendserie der MM nicht auszuschließen (KREBS, 1973 und 1976; ZWART, 1976). Die Absenkung setzt sich nach GREILING (1966 a) bis ins höhere Oberdevon fort, wobei die enge Nachbarschaft von Kalken und Lyditen eine Gliederung in Becken und Schwellen beweist.

Die Sonderentwicklung der MM muß somit an der Wende Unter-/Mitteldevon einsetzen, denn die Abkühlungsalter der Glimmer der Liegendserie (381 ± 12 m.y. bis 366 ± 8 m.y.) signalisieren die einsetzende Heraushebung der Gneismasse.

9.5. Die Prägung von Eklogit und granulitfazieller Gesteine

An den Anfang der unter- bis mitteldevonischen Metamorphose der MM gehört die Prägung der Eklogite und granulitähnlichen Gesteinen.

Die Bedingung der Granulitbildung, daß $p_{H_2O} \ll p_{solid}$ (WINKLER, 1967), kann durch eine Polymetamorphose erfüllt werden. Speziell die Gesteine der Liegendserie, die einer intensiven kaledonischen Metamorphose unterworfen waren, zeigen auch die granulitfaziellen Überprägungen mit s-tektonischer Formung und einer Paragenese mit OH-armen Mineralen (SCHÜLLER, 1949) besonders deutlich.

Ähnlichen Voraussetzungen unterliegt die metamorphe Eklogitbildung, und zwar geringem Wasserdampfdruck bei recht hohen Auflastdrucken (WINKLER, 1967 gibt schätzungsweise 8 - 10 kb an, aus der Mineralparagenese des Nebengesteins schließen MATTHES et al., 1974 auf 5 - 6 kb).

STETTNER (1969) und MATTES et al. (1974) belegen die Bildung der granulitähnlichen Gesteine und Eklogite der MM am Anfang von orogenen Bewegungsvorgängen bzw. bei aufsteigender Temperatur. Das Mindestalter für die Granulit- und Eklogitprägung in der MM geben die Mineralalter aus dem Eklogit (Hornblende und Phengit) und aus dem benachbarten Metahornfelsgranulit (Gesamtgestein und Muscovit) mit ca. 369 m.y. an (umgerechnet auf $\lambda = 1.47 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$) (GEBAUER, mündliche Mitteilung 1977).

Mit großer Wahrscheinlichkeit ist sie sogar älter als 381 ± 12 m.y., denn man kann aufgrund der mittleren Abkühlungsalter der Muscovite der Liegendserie das Temperatur- und Druckmaximum der frühvaristischen Metamorphose in der MM zu diesem Zeitpunkt als überschritten ansehen.

9.6. Varistische Metamorphose

Die Mineralisochrone der Augengneise von 370 ± 8 m.y. (Wende Unter-/Mitteldevon) gibt mit der vollständigen Sr-Isotopenhomogenisierung zwischen den Mineralen den Zeitpunkt einer frühvaristischen regionalmetamorphen Überprägung in der MM.an.

Aussagen über die Abkühlung in den Gesteinsserien erlauben die einzelnen Mineralalter an den Glimmern. Die mittleren Abkühlungsalter der Muscovite und Biotite aus den Gesteinen der Liegendserie betragen 381 ± 12 m.y. bzw. 366 ± 10 m.y.. Die gleichen Berechnungen angestellt für die Glimmer aus den Gesteinen der Hangendserie ergeben für Muscovit ein mittleres Abkühlungsalter von 369 ± 10 m.y., für Biotit 304 ± 14 m.y..

Die unterschiedlichen Differenzen zwischen den Abkühlungsaltern der Biotite und Muscovite aus Liegend- (15 ± 20 m.y.) und Hangendserie (65 ± 24 m.y.) erlauben den Schluß, daß die Hebungstendenzen in der Liegendserie um ein vielfaches stärker waren als in der Hangendserie. Dies äußert sich im tektonischen Bild der MM durch ein randliches Hochschieben der Gneise und Magmatite der Liegendserie entlang ausgedehnter Störungsflächen, vorbei an den Gesteinen der Hangendserie (vgl. Abb. 1, S.3). Im Inneren der MM werden dabei Teile der Liegendserie in die Bändergneise der Hangendserie eingeschuppt (z.B. der Eklogitkörper vom Weißenstein). Die eingeschuppten Blöcke von Liegendserie machen dann die langsame Abkühlungsgeschichte der Hangendserie mit, sichtbar an den Abkühlungsaltern von Biotit und Muscovit (Probe MM 15, Phengit des Eklogit und Muscovit des Metahornfelsgranulit nach GEBAUER, mündliche Mitteilung 1977). Die stärksten Hebungsbeträge fanden in der MM im Mitteldevon statt.

Aus benötigter Zeit (15 ± 20 m.y.) und durchmessener Temperaturdifferenz (200°C) errechnet sich eine Hebungsrate, die erkennen läßt, daß die Gneise der Liegendserie in den Randpartien der MM frühestens an der Wende Devon/Karbon zur Abtragung anstehen konnten.

Währenddessen verbleiben die Gesteine der Hangendserie noch unter einer postordovizischen Sedimentbedeckung verborgen. Die petrographischen Bearbeiter der Unterkarbonkonglomerate des Frankenwaldes betonen das Nebeneinander von Muscovitgneisgeröllen und solchen aus silurischen und devonischen Schichten. Durch das Fehlen der Hornblende-Gneise, Serpentinite, Amphibolite und Eklogite der Hangendserie war eine sichere Herleitung der Gneisgerölle aus der MM nicht möglich. Die radio-metrischen Daten lassen nun erkennen, daß die Hangendserie der MM im Unterkarbon noch eine Bedeckung aus silurischen und wahrscheinlich auch devonischen Sedimenten trug. Das Auftreten von Detritus der Hangendserie, gleichzeitig mit Gneisgeröllen der hochgeschuppten Liegendserie der MM in Unterkarbonkonglomeraten des Frankenwaldes ist also nicht möglich.

Die heute aufgeschlossenen Bereiche der Liegendserie konnten durch die kräftige frühvaristische Heraushebung der intensiven B-achsialen Durchbewegung während der sudetischen Phase der Gebirgsbildung entgehen.

9.7. Postvaristische Abkühlungsgeschichte

Mit Hilfe der fission-track Datierungen von NASER (mündliche Mitteilung über GEBAUER, 1977) kann die Abkühlung in der Hangendserie sogar bis an die Wende Karbon/Perm verfolgt werden. Die Alter, die er für den Metagabbro vom Steinhügel mit 280 ± 20 m.y. und den Eklogit vom Weißenstein mit 275 ± 41 m.y. angibt, bedeuten, daß sich die Gesteine zu diesem Zeitpunkt bis auf $150 - 200^{\circ}\text{C}$ abgekühlt haben. Das angegebene Temperaturintervall markiert die Ausheiztemperaturen für Spatspuren in Zirkonen; es wurde experimentell aus Bohrlochmessungen ermittelt.

Welche Hinweise lassen sich finden, daß der Eklogit und der Metagabbro, die ja in die Liegendserie intrudierten, die Abkühlungsgeschichte der Hangendserie mitgemacht haben?

STETTNER (1960 b) bekräftigt, daß beide Intrusiva tektonisch in die Hangendserie eingeschuppt sind. MATTHES et al. (1974) finden eine mächtige Schicht von unteren Hornblende-Bändergneisen der Hangendserie im Liegenden des Eklogitkörpers. Hellglimmer aus dem Eklogit und dessen Nebengestein (Metahornfelsgranulite der Liegendserie) zeigen die gleichen Alterswerte (ca. 369 m.y., mündliche Mitteilung GEBAUER, 1977) wie die Muscovite der Hangendserie (Mittelwert = 369 ± 12 m.y.), die in dieser Arbeit datiert wurden. Messungen an Glimmern der Probe MM 15, einem Block Liegendserie im Verband der Hangendserie (vgl. Abb. 1, S.3), bekräftigen die Annahme, daß Material der Liegendserie, heute eingeschuppt in den Gesteinsfolgen der Hangendserie zu finden, auch deren langsame Abkühlung mitgemacht haben.

Bei einem angenommenen geothermischen Gradienten von $50^{\circ}\text{C}/\text{km}$ (ZWART, 1976 vermutet diesen Gradienten für Zonen erhöhter thermischer Aktivität ab dem Ordoviz; siehe dazu auch MATTHES et al., 1974) bedeuten die ermittelten Temperaturen von $150 - 200^{\circ}\text{C}$ in den basischen Intrusiva vor 278 ± 30 m.y. (Mittelwert) immer noch eine Bedeckung von 3000 - 4000 m an der Wende Karbon/Perm. Die Bedeckung dürfte sich aus den oberen Schichten der Hangendserie und jüngeren postordovizischen Serien zusammensetzen.

Stellt man die Beziehung Hebungsbetrag (aus den ermittelten Temperaturdifferenzen für Zeitraum I = 200°C und Zeitraum II = $100 - 150^{\circ}\text{C}$) gegen die verstrichenen Zeitintervalle auf (Zeitraum I = 369 ± 10 m.y. bis 304 ± 14 m.y. und Zeitraum II = 304 ± 14 m.y. bis 278 ± 30 m.y.), so muß man mindestens eine Belebungsphase für das gesamte Intervall von Mitteldevon bis Oberkarbon (I und II) in der Hangendserie ansetzen, da die Hebungsbeträge für II größer sind als für I. Als Aktivierungsphase bietet sich die sudetische Phase der varistischen Orogenese an.

9.8. Die "Albit-Pegmatite"

BAUBERGER (1957) koppelt die Entstehung der Pegmatite der MM mit den Vorgängen während der Diaphtorese, da sie deren Mineralparagenese und eine gleichsinnige Deformation mit ihrem Nebengestein, den Gneisen und Amphiboliten der Hangendserie aufweisen.

Die Muscovitalter der Hangendserie schwanken zwischen 364 ± 15 m.y. und 373 ± 40 m.y.. In diesen Zeitraum fällt auch das Muscovitalter des Pegmatits von Witzleshofen mit 370 ± 16 m.y. und bestätigt somit die Ausführungen von BAUBERGER (1957). Analoges finden MATTHES et al. (1974) und STETTNER (1969): Die Abbaureaktionen im Eklogit finden unter deutlich abnehmendem p_{total} gegenüber den Bedingungen der Eklogitenentstehung statt. Gleichzeitig kommt es zu einem ansteigenden Partialdruck des Wassers relativ zu p_{total} unter Angleichung an den H_2O -Überschuß in der Gneisumgebung. In den Rahmen dieser " H_2O -Druck-Entwicklung" stellt STETTNER (1969) die Bildung der Albit-Pegmatit-Schmelzen, die nach MATTHES et al. (1974) alle Abbaustadien des Eklogit deutlich beeinflussen.

Für diese Vorgänge benötigen wir eine tektonische Zerschierung und Öffnung des Gesteinsgefüges. Sie ist mit der raschen Heraushebung der Liegendserie in den Randpartien und deren Einschuppung in die Hangendserie im Inneren der MM im Mitteldevon gleichzusetzen.

10. A n h a n g I

10.1. Analysentechniken und Konstanten bei der Rb/Sr-Altersbestimmung

Von den mechanisch aufbereiteten Proben werden Aliquote von 0.3 - 0.5 g hergestellt. In Teflonschalen wird ein Aliquot durch Zugabe von suprapurer HF und HClO_4 in Lösung gebracht. Nach dem Abrauchen der Säuren wird der Rückstand mit HCl aufgenommen und für das Spiken geteilt.

Als Spike werden verwendet: der Oak-Ridge-Rb87-Spike in 99.176%-iger Konzentration als Rb^{87}Cl und der NBS-Spike SRM 988 mit 99.892% Sr^{84} als Karbonat.

Rb und Sr werden durch Zentrifugieren in HClO_4 und H_2O vorgetrennt. Da Ca, K und Rb die massenspektrometrische Messung von Sr stören, wird es durch Ionenaustauschersäulen von den anderen Elementen abgetrennt (Kationenaustauschharz Dowex 50 WX 8). Der chemische Trennungsgang ist für Minerale und Gesamtgestein identisch.

Zwischen mechanischer Zerkleinerung des Gesteins und chemischer Aufbereitung reiht sich jedoch für die Minerale ein aufwendiger Trennungsgang mit Schütteltisch, Magnetscheider und ggf. Schwereflüssigkeiten ein.

Die Ladung des Proben-Sr bzw. -Rb auf das Verdampferband einer Zweibandquelle erfolgt als Chlorid. Eine ausführliche Darstellung der Probenvorbereitung geben KÖHLER et al. (1974).

Die Isotopenhäufigkeitsmessungen werden an einem Massenspektrometer Typ Varian MAT Atlas CH 4, Baujahr 1966, mit Thermoionenquelle und einem Faradaykäfig als Empfänger durchgeführt. Für das Peak-Hopping-Verfahren bei Rb-Messungen wie bei Scan-Messungen für Sr wird ein MAT Verstärker 3EW 245 mit einem Eingangswiderstand von $10^{10} \Omega$ verwendet.

An den Verstärker angeschlossen ist ein integrierendes Digital-Voltmeter SOLATRON IM 1490, welches über ein Interface mit einem programmierbaren Tischrechner WANG 600 - 14 im "on line" Verfahren gekoppelt ist.

Weitere Einzelheiten der Meßanordnung sind bei MÜLLER-SOHNUS et al. (1974) nachzulesen.

Die gemessenen Sr-Isotopenverhältnisse sind auf das Sr88/Sr86-Isotopenverhältnis von 8.373 (NIER, 1950) normiert. Die Berechnung der Isochronen erfolgte nach dem Programm von BROOKS et al. (1968).

Die verwendete Zerfallskonstante ist $\lambda_{\text{Rb87}} = 1.47 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$; für die isotopische Zusammensetzung des Rubidiums wurden 27.85% Rb87 angenommen.

Der blanc beträgt für Rb: $1 \times 10^{-3} \text{ ppm}$, für Sr: $1 \times 10^{-2} \text{ ppm}$ pro Aufschluß.

10.2. Standardmessungen und Fehlerbetrachtung

Um eine Kontrolle über die laborinterne Genauigkeit (precision) zu haben und Aussagen über die Reproduzierbarkeit von massenspektrometrischen Ergebnissen machen zu können, wurden während der gesamten Untersuchungszeit Rb- und Sr-Standardmessungen durchgeführt. Sie sollen gleichzeitig Hinweise für die Fehlerabschätzung bei den Rb- und Sr-Gehaltsbestimmungen, den Rb87/Sr86- und den Sr87/Sr86-Isotopenverhältnissen ermöglichen.

Als Konzentrationsstandard für Rb und Sr wurde der NBS 607, Kalifeldspat verwendet. Im Zeitraum vom 11.3.76 bis 26.11.77 wurden sieben Standardaufschlüsse gemacht, jeder wurde mehrfach gemessen. Am EIMER & AMEND - Sr87/Sr86-Standard wurden drei Messungen durchgeführt.

10.2.1. Fehlerbetrachtung für das Sr87/Sr86-Isotopenverhältnis

Die Ergebnisse der NBS-Standardbestimmungen sind in Tabelle 1, S. 111 aufgeführt.

Um einen Ausdruck für die Reproduzierbarkeit zu bekommen, wird jeder run am Standard, bestehend aus 200 bis 300 Einzelmessungen wiederum als Einzelmessung (x_e) betrachtet. Die Ergebnisse eines runs bekommen daher die Form:

$$x_e \pm m_e ;$$

mit x_e = arithmetisches Mittel der Einzelmeßwerte x_i

m_e = mittlerer Fehler der Einzelmeßwerte

Die Mittelwerte x_e werden mit den "Gewichten" p_e , die den Quadraten der mittleren Fehler m_e umgekehrt proportional sind gewichtet. Das gewogene Mittel $\bar{x}$ errechnet sich nach der Formel:

$$\bar{x} = \frac{\sum p_e x_e}{\sum p_e} ; \quad \text{mit } p_e = \frac{K}{m_e^2} ;$$

mit K = beliebiger Proportionalitätsfaktor

Aus den Meßwerten in Tabelle 7 errechnet sich :

$$\bar{x} \pm m ; \quad \bar{x} = 1.2005$$

$$m = 0.0008 \hat{=} 0.07\%$$

Die Standardabweichung m (1σ) gibt uns dann die Reproduzierbarkeit für einen run an.

Mit einer Fehlerabweichung von $\pm 0.07\%$, bei einer Wahrscheinlichkeit von 68%, kann das Sr87/Sr86-Verhältnis einer Probe reproduziert werden.

Zur Bestimmung der laborinternen Genauigkeit wird die Abweichung des Mittelwertes $\bar{x}$ zum Sollwert für das Sr87/Sr86-Isotopenverhältnis des NBS 607, Kalifeldspat, normiert auf Sr88/Sr86 = 8.373 betrachtet.

NBS Sollwert	$1.20025 \pm 20 \times 10^{-5} \quad (2\sigma)$
gewichteter Mittelwert $\bar{x}$	$1.20050 \pm 80 \times 10^{-5} \quad (1\sigma)$

$$\text{Abweichung} \dots\dots\dots 0.00025 \hat{=} 0.02\%$$

Der Mittelwert des NBS-Standards aus 7 Aufschlüssen ist um 0.02 % zu hoch.

Am EIMER & AMEND - Standard wurden 3 Messungen[§] durchgeführt:

3.11.76	0.70812 $\pm$ 26 x 10 ⁻⁵	(1 σ)
8.11.76	0.70804 $\pm$ 28 x 10 ⁻⁵	(1 σ)
9.11.76	0.70803 $\pm$ 29 x 10 ⁻⁵	(1 σ)

Mittelwert 0.70806

[§]Messungen von MÜLLER-SOHNUS

Die gemessenen Werte am A & E - Standard stimmen mit den Ergebnissen vom Geochronologischen Labor in Oxford (0.708147 dies ergibt 0.70807 bezogen auf Sr88/Sr86 = 8.373) sehr gut überein (s. ECOG -Tagung in Oxford, 1973).

Zusätzlich zu den Standardmessungen wurden Parallel-aufschlüsse an Proben angesetzt, um weitere Informationen über die Reproduzierbarkeit unserer Meßergebnisse zu bekommen. Hierfür wurden das Gesamtgestein MM 1C, der Muscovit MM 9E und der Biotit Bern 4B ausgewählt. Für die Reproduzierbarkeit der Sr87/Sr86-Verhältnisse ergibt sich (s.a. Tabelle 8, S.112):

MM 1C	0.06%	
MM 9E, Mu	0.14%	<u>Mittelwert 0.07%</u>
Bern 4B, Bi	0.02%	

Die Reproduzierbarkeit der Sr87/Sr86-Isotopenverhältnisse an Probenaufschlüssen ist mit der an Standardaufschlüssen identisch.

Als Fehler des Sr87/Sr86-Isotopenverhältnisses wird die Reproduzierbarkeit (bzw. mittlere Streuung eines runs) mit $\pm$ 0.07% angegeben.

10.2.2. Fehlerbetrachtung für die Sr-Gehalte

Von den NBS 607, Kalifeldspat Aufschlüssen wurden die Sr-Gehalte bestimmt (s. Tabelle 7, S.111).

Für die Reproduzierbarkeit m ergibt sich daraus der Wert von 0.8%.

Stellt man den gewogenen Mittelwert $\bar{x}$ der Gehaltsbestimmung dem NBS-Sollwert gegenüber, so ist er um 0.7% zu hoch:

NBS-Sollwert	65.485 $\pm$ 0.32 ppm Sr
gemessener Wert	65.96 $\pm$ 0.50 ppm Sr

Abweichung 0.475 ppm Sr = 0.7%

Die Abweichung der Meßergebnisse vom Sollwert (labor-interne Genauigkeit) kann mit 0.7% angegeben werden.

Aus Wiederholungsmessungen an den Proben MM 9E, Muscovit und MM 1C, Gesamtgestein errechnet sich für die Reproduzierbarkeit der Sr-Gehaltsbestimmungen ebenfalls 0.7% (s. Tabelle 8, S.112).

Der größte, bei der Sr-Gehaltsbestimmung auftretende Fehler liegt in der Reproduzierbarkeit der Ergebnisse am NBS-Standard und beläuft sich auf $\pm$ 0.8%

10.2.3. Fehlerbetrachtung für die Rb-Gehalte

Die Fehlerbereiche für die Rb-Gehaltsbestimmung bewegen sich in der gleichen Größenordnung wie beim Sr.

Für die Reproduzierbarkeit der Standardmessungen und die der Wiederholungsmessungen an Proben muß maximal $\pm$ 0.8% angesetzt werden. (s. Tabelle 7 und 8). Für die labor-interne Genauigkeit ergibt sich aus der Abweichung zum NBS-Sollwert 1.1%.

NBS-Sollwert	523.90 $\pm$ 1.01 ppm Rb
gemessener Wert	517.9 $\pm$ 4.2 ppm Rb

Abweichung 6.0 ppm Rb = 1.1%

10.2.4. Fehlerabschätzung für das Rb87/Sr86-Verhältnis

Das Rb87/Sr86-Verhältnis errechnet sich nach der Funktion f:

$$f = 3.255 \times 10^{-3} \frac{\text{ppm Rb} (9.432 + \text{Sr87/Sr86})}{\text{ppm Sr}} A_{\text{pSr}}$$

A_{pSr} = Atomgewicht des Sr der gemessenen Probe

Für die Funktion f sind also folgende Meßfehler zu berücksichtigen:

- (1) für die Rb-Gehalte in ppm $\pm 1.1\%$
- (2) für die Sr-Gehalte in ppm $\pm 0.8\%$
- (3) für die Summe $(9.432 + \text{Sr87/Sr86}) < \pm 0.1\%$

Zur Fehlerabschätzung von (3) kann man folgende Überlegung anstellen: Der maximale auftretende Meßfehler eines runs beträgt für Sr87/Sr86 = 0.3%. Umgerechnet auf die Summe $(9.432 + \text{Sr87/Sr86})$ ergibt dies bei dem größten auftretenden Sr87/Sr86-Verhältnis von 3.6 (Biotit MM 2) einen maximalen Fehler von 0.08% für die Summe.

Die Fehler für die Sr-Isotopenkonzentration der Bezugsmasse Sr86 und die der Atomgewichte von Probe und Spike bleiben unberücksichtigt.

Für das Rb87/Sr86-Verhältnis wird ein Fehler von $\pm 2\%$ angenommen.

Alle Fehlerangaben, die im Zusammenhang mit Alterswerten und Sr87/Sr86-Anfangsverhältnissen gemacht werden, entsprechen dem 2 σ -Fehlerbereich (eine Wiederholung der Bestimmung des Alters oder Anfangsverhältnisses liegt mit 95%-iger Wahrscheinlichkeit im angegebenen Fehlerbereich).

10.2.5. Tabelle 7: NBS 607, Kalifeldspat - Standardmessungen

Datum	Proben-Nr.	Sr87/Sr86 $x_e \pm m_e (1\sigma)$	Sr (ppm) x_e (Zahl d. Messung.)	Rb (ppm) x_e
12.3.76	139 ⁺	1.2005 $\pm$ 18($\cdot 10^{-4}$)	66.67 (2)	523.8 (3)
15.3.76		1.2011 $\pm$ 11		
11.3.76	140 ⁺	1.2016 $\pm$ 13	65.97 (3)	513.0 (5)
16.3.76		1.2004 $\pm$ 20		
17.3.76		1.2008 $\pm$ 14		
14.4.76	141 ⁺	1.2006 $\pm$ 14	66.81 (1)	515.2 (2)
13.4.76	143 ⁺	1.2020 $\pm$ 10	66.82 (1)	522.5 (2)
11.1.77	185 ⁺	1.2009 $\pm$ 13	65.54 (3)	514.2 (6)
18.1.77		1.2011 $\pm$ 21		
21.1.77		1.2013 $\pm$ 12		
26.7.77	48	1.2013 $\pm$ 10	65.46 (4)	520.6 (4)
29.7.77		1.2007 $\pm$ 11		
4.8.77		1.2006 $\pm$ 11		
27.7.77		1.2006 $\pm$ 8		
10.11.77		1.2005 $\pm$ 7		
26.11.77	60	1.1985 $\pm$ 9	65.99 (3)	518.2 (3)
3.12.77		1.1992 $\pm$ 7		
gew. Mittelwert				
$\bar{x} \pm m (1\sigma)$		1.20050 $\pm$ 8	65.96 $\pm$ 0.50	517.9 $\pm$ 4.2
Reproduzier- barkeit m		0.0008 = 0.07%	0.50 ppm = 0.8%	4.2 ppm = 0.8%
Abweichung vom NBS-Sollwert		0.00025 = 0.02%	0.475 ppm = 0.7%	6.0 ppm = 1.1%

Weitere Erläuterungen zu Tabelle 7 siehe Text S.107 ff

⁺Messungen KÖHLER, H.

Kontrollaufschlüsse an den Proben MM 1C, Gesamtgestein; MM 9E, Muscovit und Bern 4B, Biotit

	MM 9E, Muscovit	MM 1C, Gesamtgestein	Bern 4B, Biotit
Sr87/Sr86 ($\bar{x}_e \pm m_e$)	0.9291 $\pm$ 6	0.7324 $\pm$ 10	0.9211 $\pm$ 14
Kontrollaufschluß	0.9273 $\pm$ 16	0.7330 $\pm$ 9	0.9208 $\pm$ 23
Mittelwert $\bar{x} \pm m$ (1 σ)	0.9282 $\pm$ 14	0.7327 $\pm$ 4	0.9210 $\pm$ 2
Reproduzierbark. m (%)	0.14	0.06	0.02
			Mittelwert 0.07%
ppm Sr	24.11	98.1	—
Kontrollaufschluß	24.33	99.0	—
Mittelwert $\bar{x} \pm m$ (1 σ)	24.22 $\pm$ 0.11	99.5 $\pm$ 0.5	—
Reproduzierbark. m (%)	0.65	0.71	—
			Mittelwert 0.7%
ppm Rb	287.1	124.6	—
Kontrollaufschluß	287.4	125.2	—
Mittelwert $\bar{x} \pm m$ (1 σ)	287.3 $\pm$ 0.2	124.9 $\pm$ 0.4	—
Reproduzierbark. m (%)	0.07	0.32	—
			Mittelwert 0.2%

11. A n h a n g II

11.1. Probenfundpunkte

11.1.1. Die Paragneise der Liegendserie

Die Untergliederung der Paragneise der Liegendserie beruht in erster Linie auf der verschieden starken metamorphen und tektonischen Überprägung. Daher lassen sich drei Einheiten herausstellen:

Die Proben MM 7A und 7B gehören der ersten Einheit, dem Metahornfelskomplex an. Sie stammen von der nördlichen Hangseite des Straßenaufschlusses 100 m nach den letzten Häusern von Großrehmühle. Sie sind als Metahornfelsgneise mit Granulitendenz anzusprechen.

MM 15 wurde an der Ruine Ugrad bei Seulbitz gewonnen; es handelt sich um einen Muscovit-Biotit-Gneis der zweiten Einheit (Muscovit-(Granat-)Gneise bis Muscovit-Biotit-Granat-Gneise) mit erkennbar sedimentärem Lagenbau. Derselben Einheit wie MM 15 gehört auch MM 16 an. Bei dem quarzitischen Muscovit-Biotit-Gneis vom Steinbruch im Porschitzgrund nördlich Fattigau sind Reliktstrukturen nicht mehr sichtbar, aus den Verbandsverhältnissen ist der sedimentäre Ursprung jedoch nachweisbar.

Der dritten Einheit, den Muscovit-Gneisen entstammt die Probe MM 67. Sie ist aus dem Steinbruch 400 m nördlich Meierhof bei Helmbrechts, wo die verbreitete Chloritisierung der Biotite den Gneisen eine graugrüne Farbe verleiht. In der Muscovitgneis-Einheit sind infolge durchgreifender und länger anhaltender orogener Bewegungen die Anteile der Orthogneise nicht abgrenzbar.

11.1.2. Die Augengneise der Liegendserie

Die Proben MM 1A bis 1E stammen aus dem Steinbruch an der Talmühle bei Marktschorgast. Eine genaue petrographische Beschreibung der Gneise gibt WEINELT (1957). Der Verband im NE des Bruches läßt deutlich erkennen, wie Augengneise, die mit dem grobflasrigen, metagranitischen Augengneis vom Weißenbächlein parallelisierbar sind, ganz allmählich in Muscovitgneise von "Mischgneischarakter" übergehen. Ein Phänomen, was über den gesamten Bereich der Liegendserie verfolgbar ist.

Die Proben MM 1A bis 1E wurden einem Augengneiszug entnommen, wobei darauf geachtet wurde sie in einem Vertikalprofil zu proben. MM 1D mit dem niedrigsten Rb/Sr-Verhältnis (s. Tabelle 1, S.20) entstammt dem Kontaktbereich zum Nebengestein im Hangenden (feinkörniger Muscovit-Biotit-Gneis); sie entspricht der biotitreichen Lage WEINELT's (1957, S.292). Es folgen in zunehmendem Abstand zum Kontakt die Proben MM 1C, MM 1A und MM 1B, wobei 1A und 1B aus dem gleichen Horizont sind, jedoch 30 m voneinander entfernt.

MM 1E ist am weitesten vom Hangendkontakt entfernt. Der Liegendkontakt zum Nebengestein ist leider nicht aufgeschlossen, trotzdem ist innerhalb des Augengneis-zuges die Tendenz einer Differenzierung im Rb/Sr-Verhältnis senkrecht zur schichtkonkordanten Erstreckung erkennbar. Die Proben MM 1C₁ und MM 1C₂ sind Analysen einer geteilten Großprobe.

Die Probe MM 2 stammt aus dem Steinbruch am Goldbühel bei Marienweiher, wo ähnliche Verbandsverhältnisse vorliegen.

Augengneisproben von anderen Lokalitäten, mit teilweise wesentlich höheren Rb/Sr-Verhältnissen, was durch Röntgenfluoreszenz-Voranalysen ermittelt wurde, wie z.B. aus der Umgebung von Gefrees im SW-Teil der MM, mußten wegen ihrer starken Verwitterungserscheinungen verworfen werden.

11.1.3. Die hellen Gneise der Hangendserie

Die Proben MM 4A, 4B, MM 71 und MM 79 sind Grenzgneise. MM 74 und MM 55B stammen aus anderen hellen, sauren und hornblendefreien Anteilen der unteren Bändergneise der Hangendserie der MM.

Im Steinbruch nordöstlich Marktleugast in Koserbachtal konnten die Proben MM 4A und 4B, sowie im Straßenaufschluß 100 m südlich davon die Probe MM 71 genommen werden (vgl. Abb. 1, S.3). Außer im Zentralsattel der MM findet sich ein Aufschluß im Grenzgneis bei Schallersgrün, östlich Münchberg; hier wurde MM 79 geprobt.

MM 74 ist aus dem Steinbruch am südlichen Ortseingang von Konradsreuth, MM 55B von der Zimmermühle östlich Helmbrechts.

11.2. Probenbeschreibungen

MM 1A/B/C und E - Augengneise (Liegendserie = LS)

5835 Stadtsteinach R 4475,30 H 5551,65

Die Proben MM 1A (35 kg), 1B (15.3 kg), 1C (24.8 kg) und 1E (36.2 kg) sollen zusammenfassend behandelt werden, da Unterschiede vorwiegend in der Führung von Kalifeldspataugen bestehen. Gleichsinnig mit dem Rb/Sr-Verhältnis der Probe steigt auch die Zahl und Größe der Kalifeldspataugen an.

Es handelt sich um einen hellen, kompakten Gneis ohne durchgreifenden Lagenbau mit wellig verbogenen s-Flächen, die mit Muscovit besetzt sind. Die Gneise führen fast ausschließlich Muscovit in großen ausgelappten Scheiten.

MM 1D - dunkler Gneis (LS, 18 kg)

Dunkle Lage im Augengneis mit erhöhter Biotitführung; kompakter dunkelgrauer Gneis mit deutlich ausgeprägter Schieferung; Kalifeldspataugen sind selten.

Der Glimmergehalt ist höher als in den anderen Augengneisproben; der Biotit ist teilweise ausgebleicht oder in Chlorit umgewandelt.

Mineralfraktionen:

Biotit: 81% Bi und 19% Mu

Muscovit: 99.8% Mu, davon 3/4 mit feinsten Erzeinschlüssen.

MM 2 - Augengneis (LS, 21 kg)

5835 Stadtsteinach R 4474,44 H 5558,85

Der Gneis entspricht dem Typ MM 1A, führt jedoch neben Muscovit auch Biotit; die streng in s eingeregelt Glimmer umflasern die Kalifeldspataugen; die teilweise zu Lagen ausgezogen sein können.

Mineralfraktionen:

Biotit: 97.5% Bi und 2.5% Mu

Muscovit: 99% Mu, davon 1/3 mit kleinen randlichen
Biotitverwachsungen

Kalifeldspat: 75.7% Kf, 21.3% Qz, 3% Pl

Apatit: 95% Ap, Rest Verunreinigungen

MM 4A - Grenzgneis (Hangendserie = HS, 48.7 kg)

5835 Stadtsteinach R 4475,74 H 5560,55

Heller, kompakter Gneis; eine Schieferung ist nur durch die Einregelung der Glimmer (v.a. Muscovit und Chlorit) angedeutet; durch den hohen Quarzgehalt ist der Bruch splittrig.

U.d.M. erkennt man länger aushaltende Quarzzeilen, auf Bewegungsbahnen ist Quarz in Mörtelstruktur rekristallisiert.

MM 4B - Grenzgneis (HS, 47.5 kg)

Dunkle Varietät der Probe MM 4A; der höhere Glimmergehalt v.a. Muscovit ruft eine ausgeprägte Paralleltexur hervor.

MM 7A - Metahornfelsgneis (LS, 23.3 kg)

5735 Schwarzenbach a. Wald R 4472,64 H 5562,65

Mittelgrauer, kompakter, quarzitischer Gneis mit strenger Schieferung; die Glimmer sind in s eingeregelt, vereinzelt treten Kalifeldspataugen auf.

Mineralfraktionen:

Biotit: 93.7% Bi, Rest Verwachsungen von Bi/Mu

Muscovit 98.3% Mu, Rest Verwachsungen von Mu/Bi

MM 7B - Metahornfelsgneis (LS, 47.3 kg)

Mittelgrauer, quarzitischer Gneis mit enger Kleinfältelung (B-Tektonit); vereinzelt treten Kalifeldspataugen auf.

U.d.M. ist der Gneis von feinkörniger Struktur, Plagioklas ist stark serizitisiert; Quarz erscheint in Mörtelstruktur, von Glimmerzügen eingerahmt.

MM 9E - Metagranodiorit (LS, 21.3 kg)

5835 Stadtsteinach R 4475,72 H 5558.58

Massiges, grobkörniges Gestein ohne im Handstück erkennbare Schieferung.

Eine detaillierte Beschreibung des Gesteins gibt SCHÜLLER (1949, S.277 ff).

Mineralfraktionen:

Biotit: 99.9% Bi, davon 0.3% Verwachsungen von Bi/Mu,
Rest Verunreinigungen

Muscovit: 99.1% Mu, davon 13% mit bräunlich gefärbten
Randpatien, Rest Verunreinigungen

Kalifeldspat: 80% Kf, Rest Quarz und Plagioklas

Apatit: 96% Ap, Rest Verunreinigungen

MM 15 - Muscovit-Biotit-Granat-Gneis mit deutlich sichtbar
reliktischen Sedimentstrukturen (LS, 16.4 kg)

5737 Schwarzenbach a.d.sächs. Saale R 4489,72 H 5563,20

Mittelgrauer Gneis mit Knoten von Granat auf den Schieferungsflächen; die Glimmerbahnen spiegeln den sedimentären Lagenbau wieder (B-Tektonit).

Mineralfraktionen:

Biotit: 98% Bi, Rest Verwachsungen Bi/Mu

Muscovit: 100% Mu, davon 10% randlich bräunlich verfärbt.

MM 16 - Quarzitischer Muscovit-Biotit-Gneis (LS, 27,5 kg)

5737 Schwarzenbach a.d.sächs. Saale R 4495,55 H 5568.37

Mittel- bis dunkelgrauer Gneis, feinkörnig mit straffer Schieferung; die hohen Gehalte an Quarz und Biotit sind für die plattige Absonderung verantwortlich.

Mineralfraktionen:

Biotit: 92.8% Bi, Rest Verwachsungen Bi/Mu

Muscovit: 99.6% Mu, davon 1/4 mit feinsten Erzeinschlüssen

MM 18 - "Albit-Pegmatit" (HS)

5836 Münchberg R 4480,52 H 5553

Muscovit-Großkristall daraus (5 x 5 cm)

MM 19 - "Albit-Pegmatit" (HS)

5836 Münchberg R 4483,71 H 5556,20

Muscovit: Kristalle aus Muscovitnestern im Pegmatit

Plagioklas: Helle Anteile des Pegmatit, sie haben nach

BAUBERGER (1957) die Zusammensetzung:

67% Pl, 7% Kf, 17% Qz

MM 55B - Muscovit-Gneis (HS, 13.5 kg)

5736 Helmbrechts R 4482,06 H 5565,83

Mittelgrauer, kompakter Gneis; die streng in s eingeregelten Glimmer geben ihm eine deutliche Paralleltexur.

U.d.M. erkennt man lang aushaltende Quarzzeilen.

MM 67 - Plattengneis (LS, 20.2 kg)

5736 Helmbrechts R 4483,10 H 5565,83

Graugrüner Gneis, plattig absondernd. Die graugrüne

Farbe wird durch den erhöhten Chloritgehalt hervorgerufen.

MM 71 - Grenzgneis (HS, 17.4 kg)

5835 Stadtsteinach R 4475,74 H 5560,45

Heller Gneis, stärker geschiefert und geklüftet als die anderen Grenzgneise; hoher Muscovitgehalt.

Mineralfraktion:

Muscovit: 100% Mu

MM 74 - Muscovit-Biotit-Chlorit-Gneis (HS, 20 kg)

5736 Helmbrechts R 4489,78 H 5569,56

Der Gneis ist durch den hohen Chloritgehalt graugrün gefärbt; der Glimmeranteil ist sehr hoch, B-Tektonit.

Mineralfraktionen:

Biotit: 97.2% Bi, 2,8% Chl

Muscovit: 99.4% Mu, davon 10% mit bräunlich gefärbtem Rand oder Erzeinschlüssen

Chlorit: 89.3% Chl, 10.4% Bi, Rest Verunreinigungen

MM 78 - Muscovit-Gneis (LS, 8.6 kg)

5835 Stadtsteinach R ca 4473 H ca 5558

Heller Gneis, ockerfarben angewittert; das s-Gefüge wird durch wellig verbogenen Muscovitlagen markiert.

U.d.M. sind die Muscovit-Großkristalle verbogen, der streng in die Schieferung eingergelte Plagioklas erscheint häufig in Augenform.

Von der Probe wurde nur der Muscovit gemessen.

Mineralfraktion:

Muscovit: 100% Mu, davon 8.6% randlich bräunlich gefärbt.

MM 79 - Grenzgneis (HS, 17 kg)

5836 Münchberg R 4487,22 H 5561,85

Gestein wie MM 4A mit etwas geringerem Quarzgehalt.

Mineralfraktion:

Muscovit: 99% Mu, davon 3% Verwachsungen Bi/Mu, Rest Verunreinigungen.

11.3. Verwendete Abkürzungen

Ab	Albit	WR	Gesamtgestein
An	Anorthit		(whole rock)
Ap	Apatit	MM	Münchberger Gneis-
Bi	Biotit		masse
Chl	Chlorit	LS	Liegendserie
Ep	Epidot	HS	Hangendserie
Gar	Granat		
Kf	Kalifeldspat		
Ky	Disthen		
Mikr	Mikroklin		
Mu	Muscovit		
Pl	Plagioklas		
Qz	Quarz		
Staur	Staurolith		

L i t e r a t u r v e r z e i c h n i s

- ABBOTT, J.T.: Rb-Sr study of isotopic redistribution in a Precambrian mylonite-bearing shear-zone, Northern Front Range, Colorado.-
Geol. Soc. Am. Bull. 83, 487-494 (1972)
- ALLSOPP, H.L., NICOLAYSON, L.O. & HAHN-WEINHEIMER, P.: K/Rb ratios and Sr-isotopic compositions of minerals in eclogitic and peridotitic rocks.-
Earth Plan.Sc. Lett. 5, 231-244 (1969)
- BAUBERGER, W.: Über die "Albit-Pegmatite" der Münchberger Gneismasse und ihre Nebengesteine.-
Geol. Bav. 36 (1957)
- BOFINGER, V.M. & COMPSTON, W.: A reassessment of the age of the Hamilton Group, New York and Pennsylvania and the role of inherited rad. Sr87.-
Geochim. Cosmochim. Acta 31, 2353-2359 (1967)
- BRACK, W.: Geochronologische Untersuchungen an Gesteinen des Altkristallins in der Schobergruppe, Österreich.-
Dissertation, Universität München (1977)
- BROOKS, C., WENDT, I. & HARRE, W.: A two error regression treatment and initial 87Sr/86Sr ratios of younger Variscan granitic rocks from the Schwarzwald Massif, SW Germany.-
J. Geophys. Res. 73, 18 (1968)
- COMPSTON, W. & JEFFERY, P.M.: Metamorphic chronology by the rubidium-strontium-method.-
Anal. N.Y. Ac. Sc. 91/2, 185-191 (1961)
- DALY, R.A.: Igneous rocks and the depths of the earth.-
Hafner, New York (1972)
- DAVIS, G.L. & SCHREYER, W.: Alterbestimmungen an Gesteinen des ostbayerischen Grundgebirges und ihre geologische Deutung.-
Geol. Rdsch. 52/1, 146-169 (1962)
- DIETRICH, R.V., FULLAGER, P.D. & BOTTINO, M.L.: K/Ar and Rb/Sr dating of tectonic events in the Appalachian of Southern Virginia.-
Geol. Soc. Am. Bull. 80, 307-314 (1969)
- EIGENFELD, R.: Zur petrotektonischen Analyse der Münchberger Gneismasse.-
Fortschr. Miner. 31, 27-33 (1953)
- Paläozoische Konglomerate in der Umgebung der Münchberger Gneismasse.-
Z. dt. geol. Ges. 115, 670-678 (1966)
- EMMERT, U. & STETTNER, G.: Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern, Blatt 5737 Schwarzenbach a.d. sächs. Saale, München (1968)
- EYSINGA, v. F.W.B.: Geological Time Table.-
3rd edition (1975)

- FAURE, G. & HURLEY, P.M.: The isotopic composition of Sr in oceanic and continental basalt. Application to the origin of igneous rocks.-
J. Petrol. 4, 31-50 (1963)
- FAURE, G. & POWELL, J.L.: Strontium isotopic geology.-
Springer, Berlin (1972)
- GAERTNER, v. H.R.: Probleme des Saxothuringikums.-
Geol. Jb. 65, 409-450 (1951)
- GEBAUER, D. & GRÜNENFELDER, M.: Rb-Sr whole rock dating of late diagenetic to anchimetamorphic, paleozoic sediments in southern France (Montagne Noire).-
Contr. Min. Petr. 47, 113-130 (1974)
- GRAUERT, B., HÄNNY, R. & SOPTAJANOVA, G.: Geochronology of a polymetamorphic and anatectic gneiss region: the Moldanubicum of the area Lam-Deggendorf, eastern Bavaria, Germany.-
Contr. Min. Petr. 45, 37-63 (1974)
- GREILING, L.: Sedimentation und Tektonik im Paläozoikum des Frankenwaldes.-
Erlanger Geol. Abh. 63 (1966)
- Die Unterkarbon-Konglomerate der "thüringischen" Fazies des Frankenwaldes.-
Geologie 15, 6, 681-702 (1966)
- GÜMBEL, C.W.: Über das Alter der Münchberger Gneismasse.-
N. Jb. Miner. 318-333 (1863)
- Geognostische Beschreibung des Fichtelgebirges mit dem Frankenwalde und dem westlichen Vorlande.-
Gotha (1879)
- HAAKE, R.: Zur Alterstellung granitoider Gesteine im Erzgebirge.-
Geologie 21, 641-676 (1972)
- HOFMAN, A. & HART, S.R.: An assessment of local and regional isotopic equilibrium in a partially molten mantle.-
Carnegie Inst. Wash. Year Book 74, 195-210 (1975)
- HOLMES, A.: "The age of the Earth".-
Harper Brothers, New York (1913)
- HORSTIG, v.G. & STETTNER, G.: Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern, Blatt 5737 Helmbrechts.-
München (1970)
- JÄGER, E., NIGGLI, E. & WENK, E.: Rb/Sr Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen.-
Beitr. Geol. Karte Schweiz, N.F. 134 (1967)
- KÖHLER, H., MÜLLER-SOHNIS, D. & CAMMANN, K.: Rb-Sr Altersbestimmungen an Mineral- Und Gesamtgesteinsproben des Leuchtenberger und des Flossenbürger Granits, NE Bayern.-
N. Jb. Miner. Abh. 123, 63-85 (1974)

- KREBS, W. & WACHENDORF, H.: Proterozoic-Paleozoic geosynclinal orogenic evolution of central Europe.-
Geol. Soc. Am. Bull. 84, 2611-1630 (1973)
- KREBS, W.: Wiederholter Magmenaufstieg und die Entwicklung variszischer und postvariszischer Strukturen in Mitteleuropa.-
N. Acta Leopold. 45/224, 23-36 (1976)
- KREUZER, H., LENZ, H., HARRE, W., MATTHES, S., OKRUSCH, M. & RICHTER, P.: Zur Altersstellung der Rotgneise im Spessart, Rb/Sr-Datierungen.-
Geol. Jb. A 9, 69-88 (1973)
- MATTHES, S., RICHTER, P. & SCHMIDT, K.: Die Eklogitvorkommen des kristallinen Grundgebirges in NE-Bayern. VII. Ergebnisse aus einer Kernbohrung durch den Eklogitkörper des Weißensteins.-
N. Jb. Miner. Abh. 120, 270-314 (1974)
- MATTHES, S.: The eclogites of Southern Germany -
- a summary.-
N. Jb. Miner. Mh. H. 3, 93-109 (1978)
- MÜLLER-SOHNUS, D., CAMMANN, K. & KÖHLER, H.: The use of a desk calculator for the On-line measurements of isotopic abundances.-
Int. J. Mass Spectrometry Ion Phys. 15, 155-164 (1974)
- NICOLAYSON, L.O.: Graphic interpretation of discordant age measurements of metamorphic rocks.-
Ann. N.Y. Acad. Sci. 91/2, 198-206 (1961)
- NIER, A.O. & BAINBRIDGE, K.T.: Relativ isotopic abundances of the elements.-
Prelim. Rep. 2, Nucl. Sci. Ser. Nat. Coun. U.S. (1950)
- ODOM, A.L. & FULLAGAR, P.D.: Geochronologic and tectonic relationships between the inner Piedmont, Breward Zone, and Blue Ridge Belts, northern Carolina.-
Am. J. Sci. 273, 133-149 (1973)
- PFEIFFER, H.: Überblick über die Entwicklung des Saxothuringikums von Beginn des Devons bis zur variszischen Hauptfaltung.-
Geologie 17, H. 1, 17-51 (1968)
- SCHEUMANN, K.H.: Das Problem der Münchberger Gneismasse und der Kristallinfragmente im fichtelgebirgisch-frankenwäldisch-vogtländischen Raum.-
N. Jb. Miner. Mh. (1953); Zitat nach EIGENFELD (1966)
- SCHMIDT, K.: Das "kaledonische Ereignis" in Mittel- und Südeuropa.-
N. Acta Leopold. 45/224, 381-401 (1976)
- SCHOELL, M., LENZ, H. & HARRE, W.: Das Alter der Hauptmetamorphose des Eckergneises im Harz auf Grund von Rb/Sr-Datierungen.-
Geol. Jb. A 9, 89-95 (1973)

- SCHÜLLER, A.: Petrogenetische Studien zum Granulitproblem an Gesteinen der Münchberger Gneismasse.-
Heidelb. Beitr. Miner. Petr. 1, 269-340 (1949)
- STETTNER, G.: Über Bau und Entwicklung der Münchberger Gneismasse.-
Geol. Rdsch. 49, 350-389 (1960)
- Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern, Blatt. 5836 Münchberg.-
München (1960)
 - Zur Geologie der Münchberger Gneismasse.-
8.Sonderh. "Der Aufschluß", 104-111 (1960)
 - Metamorphes Saxothuringikum NE-Bayerns.-
Erläuterungen zur geol. Karte von Bayern 1:500000
17 - 35 (1964)
 - Die Prägung von Granulit und Eklogit in innerkontinentalen Orogenen, aus der Sicht des oberfränkisch-sächsischen Varistikums.-
Geol. Bav. 60, 7-28 (1969)
 - Orogene Schollentektonik und granitoide Mobilisation im Westteil der Böhmisches Masse.-
Geol. Rdsch. 60, 1465-1487 (1971)
 - Zur geotektonischen Entwicklung im Westteil der Böhmisches Masse bei Berücksichtigung des Deformationsstils im orogenen Bewegungssystem.-
Z. dt. Geol. Ges. 123, 291-326 (1972)
 - Metamorphism and tectonics in the Münchberg Mass and Fichtelgebirge.-
Fortschr. Miner. 52, Beih. 1, 59-69 (1974)
 - Die Heterogenität des mitteleuropäischen Varistikums und das Problem der regionalen Gliederung -
erläutert am Profil Saxothuringikum Moldanubikum in Nordostbayern.-
N. Acta Leopold. 45, 224, 59-65 (1976)
- VOGLER, H.: Die Unterkarbonkonglomerate des Frankenwaldes und ihre paläogeographische Deutung.-
Geol. Bav. 27, 232-272 (1956)
- WATZNAUER, A.: Das Kristallin am Nordrand der Böhmisches Masse und seine Beziehungen zum Moldanubikum im Süden und skandinavischen Kristallin im Norden.-
Geologie 17, 6/7, 695-702 (1968)
- WEINELT, W.: Stoffbestand, Metamorphose und Tektonik im Nordwesten der Münchberger Gneismasse.-
Geol. Bl. NE-Bayern 7, 167-176 (1957)
- Petrologische Untersuchungen der mineralfaziellen Zustandsbedingungen im SW-Teil der MM.-
Tscher. Min. Petr. Mitt. 6 H. 4, 281-375 (1958)

- WENDT, I.: Radiometrische Methoden in der Geochronologie.-
Clausth. Tekt. Hefte 13 (1972)
- WINKLER, H.G.: Die Genese der metamorphen Gesteine.-
Springer (1967)
- WURM, A.: Gedanken zum Problem der Münchberger Gneismasse.-
N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 289-294 (1954)
- Neue Ergebnisse der Forschung im variskischen
Gebirge Nordostbayerns.-
Zeitschr. Dt. Geol. Ges. 108, 2-20 (1956)
 - Geologie von Bayern, I. Frankenwald, Münchberger
Gneismasse, Fichtelgebirge, nördl. Oberpfälzer Wald.-
Berlin-Nikolassee (1961)
 - Über den Stand der erdgeschichtlichen Forschung
im Kristallin des Moldanubikums und Saxothuringi-
kums Mitteleuropas.-
N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 65-82 (1964)
 - Zur Frage älterer versteifter Kristallinmassive
im variskischen Gebirge Mitteleuropas.-
N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 33-337 (1966)
- ZWART, H.J.: Regional metamorphism in the Variscan orogeny
of Europe.-
N. Acta Leopold. 45, 224, 361-367 (1976)

Lebenslauf

- 27.9.47 geboren in Hellerau/Dresden als Sohn der Eltern Karl und Ursula Söllner, geb. Gommlich
- 1954 - 1956 Besuch der Grundschule in Hellerau
- 1956 Übersiedlung in die Bundesrepublik Deutschland
- 1956 - 1958 Besuch der Volksschule in Herrsching
- 1958 - 1969 Besuch des Max - Planck - Gymnasiums in München-Pasing
- 1969 Abitur
- 1969 - 1974 Studium der Geologie an der Universität München
- Dez. 1974 Diplom - Hauptprüfung
- Febr. 1975 - wissenschaftlicher Mitarbeiter am Mineralogisch - Petrographischen Institut der Universität München
- April 1978
- seit 2.9.77 verheiratet mit Gisela Söllner, geb. Baum
- 6.2.78 Geburt unserer Tochter Kerstin

